



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 412

**ESTUDOS ISOTÓPICOS (Pb, O, H, S) EM ZONAS ALTERADAS
E MINERALIZADAS DO DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO
VISCONDE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS**

Dissertação apresentada por:

ANTONIA RAILINE DA COSTA SILVA

Orientador: Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas (UFPA)

Coorientação: Jean Michel Lafon (UFPA)

**BELÉM-PA
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

S586e Silva, Antonia Railine da Costa

Estudos isotópicos (Pb, O, H, S) em zonas alteradas e mineralizadas do depósito cupro-aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás / Antonia Railine da Costa Silva; Orientador: Raimundo Netuno Nobre Villas; Coorientador: Jean-Michel Lafon – 2013
xv, 73 f.: il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2013.

1. Minério de cobre. 2. Mineralização cupro-aurífera. 3. Isótopos de H O e S. 4. Datação Pb-Pb. 5. Fluidos hidrotermais. 6. Província Mineral de Carajás. I. Villas, Raimundo Netuno Nobre, *orient.* II. Lafon, Jean-Michel, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 22ª ed.: 553.43



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

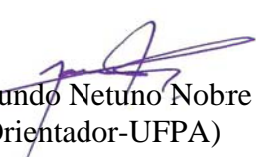
**ESTUDOS ISOTÓPICOS (Pb, O, H, S) EM ZONAS
ALTERADAS E MINERALIZADAS DO DEPÓSITO CUPRO-
AURÍFERO VISCONDE, PROVÍNCIA MINERAL DE
CARAJÁS**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
ANTONIA RAILINE DA COSTA SILVA


**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data de Aprovação: 05 / 06 / 2013

Banca Examinadora:


Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas
(Orientador-UFPA)


Prof. Evandro Luiz Klein
(Membro-CPRM)


Prof.ª Valderez Pinto Ferreira
(Membro-UFPE)

À minha família pelo carinho e incentivo.

AGRADECIMENTOS

À Deus que sempre me guia em todas as decisões e atitudes.

À minha família, especialmente minha mãe, minha avó, minha irmã Maria Paula e à Creuza, e todos os outros que sempre acreditaram na minha capacidade e torceram muito por mim.

À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências (IG), em especial, ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), pela infraestrutura disponibilizada e apoi financeiro;

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos e ao projeto INCT de Geociências da Amazônia-Geociam pelo suporte financeiro;

À empresa de mineração VALE, em particular ao geólogo Benevide Aires, pelo apoio logístico, concessão dos testemunhos de furos de sondagem e de material interno que viabilizaram este trabalho;

Ao Prof. Netuno Villas pela orientação do trabalho, pelas excelentes correções e inestimável ajuda na redação do artigo, e por todo acompanhamento dos meus estudos desde a graduação.

Ao Prof Jean Michel Lafon pela disponibilidade em orientar durante as análises realizadas no PARA-ISO, discussão dos dados e redação do texto.

À equipe de técnicos do PARA-ISO, Izanete, Etiana, Roseleuda e Jeferson, e ao Prof Thomas Sheller pelo apoio com as análises geocronológicas.

À Prof. Valderéz Ferreira e ao Prof. Alcides Sial da UFPE e à química Gilsa Santana pela disponibilida em ensinar e me ajudar nas análises de isótopos estáveis realizadas no LABISE.

Ao geólogo Gustavo Souza Craveiro pelas excelentes sugestões durante o desenvolvimento do trabalho e apoio durante a separação dos minerais.

Aos meus amigos de sempre Bruna Leal, Max de Jesus, Ignácio de Loiola e Antonio Francisco (Az).

RESUMO

O depósito cupro-aurífero Visconde está localizado na Província Mineral de Carajás, a cerca de 15 km a leste do depósito congênere de classe mundial Sossego. Encontra-se em uma zona de cisalhamento de direção WNW-ESE, que marca o contato das rochas metavulcanossedimentares da Bacia Carajás com o embasamento. Nessa zona ocorrem outros depósitos hidrotermais cupro-auríferos com características similares (Alvo 118, Cristalino, Jatobá, Bacaba, Bacuri, Castanha), que têm sido enquadrados na classe IOCG (*Iron Oxide Copper-Gold*), embora muitas dúvidas ainda existam quanto a sua gênese, principalmente no que diz respeito à idade da mineralização e fontes dos fluidos, ligantes e metais. O depósito Visconde está hospedado em rochas arqueanas variavelmente cisalhadas e alteradas hidrotermalmente, as principais sendo metavulcânicas félsicas (2968 ± 15 Ma), o Granito Serra Dourada (2860 ± 22 Ma) e gabros/dioritos. Elas registram diversos tipos de alteração hidrotermal com forte controle estrutural, destacando-se as alterações sódica (albita + escapolita) e sódico-cálcica (albita + actinolita \pm turmalina \pm quartzo \pm magnetita \pm escapolita), mais precoces, que promoveram a substituição ubíqua de minerais primários das rochas e a disseminação de calcopirita, pirita, molibdenita e pentlandita. Dados isotópicos de oxigênio e hidrogênio de minerais representativos desses tipos de alteração mostram que os fluidos hidrotermais foram quentes ($410 - 355^\circ\text{C}$) e ricos em ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +4,2$ a $9,4\%$). Sobreveio a alteração potássica, caracterizada pela intensa biotitização das rochas, a qual ocorreu concomitantemente ao desenvolvimento de foliação milonítica, notavelmente desenhada pela orientação de palhetas de biotita, que precipitaram de fluidos com assinatura isotópica de oxigênio similar à dos estágios anteriores ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ entre $+4,8$ e $+7,2\%$, a 355°C). Microclina e alanita são outras fases características desse estágio, além da calcopirita precipitada nos planos da foliação. A temperaturas mais baixas ($230 \pm 11^\circ\text{C}$), fluidos empobrecidos em ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1,3$ a $+3,7\%$) geraram associações de minerais cálcico-magnesianos (albita + epidoto + clorita \pm calcita \pm actinolita) que são contemporâneas à mineralização. Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ indicam que os fluidos hidrotermais foram inicialmente formados por águas metamórficas e formacionais, a que se misturou alguma água de fonte magmática. Nos estágios tardios, houve considerável influxo de águas superficiais. Diluição e queda da temperatura provocaram a precipitação de abundantes sulfetos (calcopirita \pm bornita \pm

calcocita ± digenita), os quais se concentraram principalmente em brechas tectônicas — os principais corpos de minério — que chegam a conter até cerca de 60% de sulfetos. Veios constituídos por minerais sódico-cálcicos também apresentam comumente sulfetos. A associação de minerais de minério e ganga indica uma assinatura de Cu-Au-Fe-Ni-ETRL-B-P para a mineralização. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ (-1,2 a +3,4‰) de sulfetos sugerem enxofre de origem magmática (proveniente da exsolução de magmas ou da dissolução de sulfetos das rochas ígneas pré-existentes) e precipitação em condições levemente oxidantes. Datação do minério por lixiviação e dissolução total de Pb em calcopirita forneceu idades de 2736 ± 100 Ma e 2729 ± 150 Ma, que indicam ser a mineralização neoproterozoica e, a despeito dos altos erros, permite descartar um evento mineralizador paleoproterozoico. A idade de 2746 ± 7 Ma (MSDW=4,9; evaporação de Pb em zircão), obtida em um corpo granítico não mineralizado (correlacionado à Suíte Planalto) que ocorre na área do depósito, foi interpretada como a idade mínima da mineralização. Assim, a formação do depósito Visconde teria relação com o evento transpressivo ocorrido entre 2,76 e 2,74 Ga, reponsável pela inversão da Bacia Carajás e pela geração de magmatismo granítico nos domínios Carajás e de Transição. Esse evento teria desencadeado reações de devolatilização em rochas do Supergrupo Itacaiúnas, ou mesmo, provocado a expulsão de fluidos conatos salinos aprisionados em seus intertícios. Esses fluidos teriam migrado pelas zonas de cisalhamento e reagido com as rochas (da bacia e do embasamento) pelas quais se movimentaram durante a fase dúctil. As concentrações subeconômicas do depósito Visconde devem ser resultado da ausência de grandes estruturas que teriam favorecido maior influxo de fluidos superficiais, tal como ocorreu na formação dos depósitos Sossego e Alvo 118.

Palavras-chave: Minério de cobre. Mineralização cupro-aurífera. Isótopos de H O e S.

Datação Pb-Pb. Fluidos hidrotermais. Província Mineral de Carajás.

ABSTRACT

The Cu-Au Visconde deposit is located in the Carajás Mineral Province, northern Brazil, about 15 km east of the world-class Sossego deposit. It lies within a regional WNW–ESE-striking shear zone that marks the contact between the ~2.76 Ga metavolcano-sedimentary rocks of the Carajás Basin and the basement units. Other Cu-Au deposits with similar characteristics (Bacaba, Castanha, Alvo 118, Cristalino, Jatobá) occur along this shear zone. They have been included in the IOCG class, although much controversy exists regarding their genesis, particularly with respect to the mineralization age and source of fluids, ligands and metals. The Visconde deposit is hosted by Archean rocks, mainly felsic metavolcanic rocks (2968 ± 15 Ma), the Serra Dourada granite (2860 ± 22 Ma), and gabbro/diorites. These rocks are variably sheared and reveal various types of hydrothermal alteration with strong structural control. The earliest types are the sodic (albite-scapolite) and sodic-calcic alterations (albite-actinolite \pm tourmaline \pm quartz \pm magnetite \pm scapolite \pm epidote), which promoted ubiquitous replacement of the rock primary minerals and precipitation of disseminated chalcopyrite, pyrite, molybdenite and pentlandite. Oxygen isotope data of representative minerals from these stages show that the hydrothermal fluids were hot ($410 - 355^\circ\text{C}$) and ^{18}O -rich ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +4.2$ to $+9.4\text{‰}$). The following potassic stage is characterized by intense biotitization of the rocks, which developed concomitantly a mylonitic foliation highlighted by the remarkable orientation of biotite flakes. This mica precipitated from fluids with similar oxygen isotope signature to that of the previous stages ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +4.8$ to $+7.2\text{‰}$, at 355°C). Microcline and allanite are other typical minerals of this stage, in addition to chalcopyrite that deposited along the foliation planes. At lower temperatures ($230 \pm 11^\circ\text{C}$), ^{18}O -depleted fluids ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1.3$ to $+3.7\text{‰}$) generated a calcic-magnesian mineral assemblage (albite + epidote + chlorite \pm actinolite \pm calcite) present mostly in veins and contemporaneous with the main mineralization. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ data indicate that the hydrothermal fluids were initially formed by metamorphic and formation waters, possibly with some contribution of magmatic water. At later stages, there was a considerable influx of surface water. The resulting fluid dilution and cooling might have accounted for the abundant precipitation of sulphides (chalcopyrite \pm bornite \pm chalcocite \pm digenite) mainly in tectonic breccias, whose matrix contains up to 60% sulphides. These breccias represent the most

important ore bodies, although sulphides also occur in veins together with sodic-calcic minerals. The mineral associations assign a Cu-Au-Fe-Ni-ETRL-B-P signature to the ore. The sulphur isotope composition ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -1.2$ to 3.4%) is compatible with a magmatic source for sulphur, which could have been either exsolved from a crystallizing granitic magma or dissolved from sulphides originally present in pre-existing igneous rocks. Additionally, it indicates relatively reducing conditions for the fluid. Dating of chalcopyrite by Pb leaching and total dissolution techniques yielded ages of 2736 ± 100 Ma and 2729 ± 150 Ma. Despite the large errors, they point to a Neoproterozoic age for the mineralization and preclude a Paleoproterozoic mineralizing event. The age of 2746 ± 7 Ma (MSDW = 4.9; Pb evaporation on zircon), obtained for a non-mineralized granitic intrusion present in the deposit area and correlated to the Planalto Suite, was considered as the minimum age for the mineralization. Thus, the Visconde deposit genesis could be related to the 2.76-2.74 Ga transpressive tectono-thermal event that was responsible for the inversion of the Carajás basin and generation of granitic magmatism in the Carajás and Transition domains. Such an event should have triggered devolatilization reactions in the Itacaiunas Supergroup rocks, producing metamorphic fluids or even driving off water trapped in the pores of the basin rocks. These fluids migrated along regional shear zones and reacted with both the basin and basement rocks through which they moved during the ductile regime. The sub-economic concentrations of the Visconde deposit might be the result of the absence of prominent structures that would otherwise favor a greater influx of fluids, as it seems to have been the case in the Sossego and Alvo 118 deposits.

Keywords: Copper ore. Cu-Au mineralization. H, O and S isotopes. Pb-Pb dating. Hydrothermal fluids. Carajás Mineral Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

Figura 1- Mapa de localização do depósito Visconde.....	3
Figura 2- A) Cráton Amazônico; B) Província Mineral de Carajás.....	13

CAPÍTULO II

Figure 1- Geological map of the CMP with the location of the Visconde and other cupro-auriferous deposits.....	25
Figure 2- Geological map (a) and an N-S cross-section (b) of the Visconde deposit. ...	27
Figure 3- Main features of altered and mineralized rocks of the Visconde deposit. Simplified description of representative drill cores (VSD-35, VSD-35 and VSD-43).....	29
Figure 4- Photomicrographs of common alteration assemblages at the Visconde deposit. A) Chessboard albite in the Serra Dourada granite rocks; B) Mg-hornblende replaced by actinolite in potassically altered diorite; C) Primary minerals of the metadacites replaced by tourmaline; D) Biotitization of the Serra Dourada granite; E) Gabbro/diorite affected by mylonitization and replaced by scapolite and biotite; F) Mylonitized ultramafic rock with talc, magnesite and magnetite; G) Aggregate of scapolite crosscut by quartz vein; H) Chessboard albite and chlorite in a late vein; and I) Calcite-epidote vein in metadacite..	30
Figure 5- Textural features of the main sulphides and oxides at the Visconde deposit. A) Chalcopyrite and pyrite disseminations; B) Chalcopyrite and pyrite along a mylonitic foliation plane; C) Breccia molybdenite replaced by chalcopyrite; D) Early pentlandite crystal replaced by chalcopyrite; E) Pyrite clasts cemented by matrix breccia chalcopyrite; F) Breccia with chalcopyrite- and bornite-rich matrix, besides apatite clasts; G) magnetite crystal with rutile inclusions; H) Disseminated ilmenite close to a magnetite body; and I) Needlelike hematite in a late vein.....	31

- Figure 6- Mineral paragenetic sequence of altered and mineralized rocks from the Visconde deposit..... 32
- Figure 7- Single zircon Pb-evaporation age diagram for the Visconde granite. The vertical bars represent the errors for each zircon grain and the horizontal dashed red line corresponds to the weighted average crystallization age..... 34
- Figure 8- $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams for chalcopyrite from the Visconde deposit. A) – All data (digestion and leaching); B – Total digestion; C, D, E and F – Leachates of the samples F36-28a, F36-28b, 12-37 and 10-50, respectively. Analytical error = 2σ 36
- Figure 9- Range of oxygen isotope composition of the fluids (black bars) that accounted for the alteration and mineralization in the Visconde deposit. The vertical lines, on the right, represent the temperatures used in the calculations for a given set of minerals. Magmatic and meteoric water fields are from Taylor (1997). *Ab=albite; Act=actinolite; Bt=biotite; Chl=chlorite; Ep=epidote; Mag=magnetite; Qz=quartz; Tur=tourmaline*..... 43
- Figure 10- Oxygen and hydrogen isotope composition of fluids responsible for the alteration and mineralization in the Visconde deposit . Next to each alteration type (in parentheses) are the temperatures used in the calculations. Metamorphic, magmatic, and formation water fields are from Sheppard (1986), Taylor (1992) and Taylor (1997), respectively..... 44
- Figure 11- Sulphur isotope composition of sulphides from the Visconde deposit compared to other cupro-auriferous Carajás deposits. 1) Monteiro *et al.* (2008); 2) Monteiro *et al.* (2007); 3) Ribeiro *et al.* 2009; 4) Torresi *et al.* 2011; 5) Réquia and Fontboté 2001; 6) Tavaza and Oliveira 2000; 7) Villas *et al.* 2001; 8) Dreher *et al.* 2008. Magmatic field and Archean sulphate (crosshatched) are from Ohmoto and Goldhaber (1997); mantle signature is due to Eldridge *et al.* (1991). 46

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO I

Tabela 1- Abertura química aplicada às amostras de calcopirita lixiviadas do depósito Visconde.....	7
---	---

CAPÍTULO II

Table 1- Pb isotopic ratios obtained on zircon crystals from the Visconde granite. (*: discarded steps; c: corrected from common lead).....	33
Table 2- Pb isotope ratios chalcopirite samples from the Visconde deposit (2 σ = analytical error).....	35
Table 3- Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ and $\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$) of silicate minerals, magnetite and fluid of the Visconde deposit (Values in ‰).....	38
Table 4- Formation temperatures of hydrothermal minerals from the Visconde deposit. Isotopic calculations are based on the fractionation factors of Bottinga and Javoy (1973), Zheng (1991, 1993), Matsuhisa <i>et al.</i> (1979), Wenner and Taylor (1971).	39
Table 5- Sulphur isotope composition ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) of sulphides from the Visconde deposit (Values in ‰).	40

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xii
SUMÁRIO	xiii
CAPÍTULO I	1
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DO DEPÓSITO VISCONDE	2
1.2 OBJETIVOS	4
1.3 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO	4
2 MATERIAIS E MÉTODOS	5
2.1 MATERIAIS	5
2.2 MÉTODOS	5
2.2.1 Pesquisa bibliográfica	5
2.2.2 Atividades de campo	5
2.2.3 Petrografia	5
2.2.4 Geocronologia	5
2.2.4.1 Método de evaporação de Pb em zircão	6
2.2.4.2 Método Pb-Pb por lixiviação e dissolução total em calcopirita	6
2.2.5 Isótopos Estáveis	8
3 PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	9
2.1 TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA	9
2.2 DOMÍNIO CARAJÁS	10
2.3 SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO	11
2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA	14
4 DEPÓSITOS TIPO IOCG DA BORDA SUL DA BACIA CARAJÁS	16
4.1 SOSSEGO	16
4.2 CRISTALINO	17
4.3 ALVO 118	18
4.4 BACABA E CASTANHA	19

CAPÍTULO II.....	21
Pb-Pb geochronology and stable isotope systematics of the Cu-Au Visconde Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: implications for targeting fluid sources	21
Abstract	21
Introduction	22
Materials and Methods	23
Regional Geologic Context	24
Visconde Deposit	26
<i>Main Lithotypes</i>	26
<i>The Visconde granite</i>	28
<i>Alteration and Mineralization</i>	29
<i>Hydrothermal Fluids</i>	32
Geochronology	33
<i>Pb evaporation on zircon monocrysts</i>	33
<i>Pb-Pb in sulfides</i>	34
Isotope Geochemistry	37
<i>Oxygen isotopes</i>	37
<i>Hydrogen Isotopes</i>	37
<i>Isotopic composition of the hydrothermal fluids</i>	37
<i>Sulfur isotopes</i>	39
Discussions	40
<i>Age of the Visconde granite</i>	40
<i>Mineralization event</i>	41
<i>Sources of the hydrothermal fluids and metals</i>	42
Conclusions	47
Acknowledgments	48
References	48
CAPÍTULO III	56
1 CONSIDERAÇÕES FINAIS	56
REFERÊNCIAS	59
ANEXOS	72
ANEXO A – CARTA DE SUBMISSÃO DE ARTIGO	73

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

Desde o trabalho de Hitzman *et al.* (1992), em que foi proposta a nova classe de depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au-U-ETR, a partir de estudos centrados principalmente no gigante Olympic Dam, na Austrália, e que hoje passaram a ser mais conhecidos como IOCG (*iron oxide-copper-gold*), muitos programas de exploração mineral têm sido dirigidos à descoberta desses depósitos em várias partes do mundo. A Província Mineral de Carajás (PMC), sudeste do estado do Pará, não foi exceção e vários novos depósitos foram descobertos, juntando-se a outros conhecidos desde as décadas de 1970-1980 e, obviamente, apartados daquele enquadramento, como o Salobo (DOCEGEO 1988, Lindenmayer 1990) e Igarapé Bahia (Ferreira Filho 1985). O fato é que na PMC ocorre uma das maiores concentrações de depósitos cupro-auríferos conhecidos no mundo, dentre os quais merecem destaque o Sossego (245 Mt a 1,1% Cu e 0,28 g/t Au; Lancaster *et al.* 2000), Cristalino (500 Mt a 1,0% Cu e 0,3g/t Au; Huhn *et al.* 1999), 118 (170 Mt a 1,0% Cu e 0,3g/t Au; Torresi *et al.* 2011), além do Salobo (789 Mt a 0,96% Cu e 0,52 g/t Au; Souza & Vieira 2000) e do Igarapé Bahia (219 Mt a 1,4% Cu e 0,86g/t Au; Tallarico *et al.* 2000), este último de origem muito controversa (Villas & Santos 2001, Dreher *et al.* 2008, Xavier *et al.* 2008, Tallarico *et al.* 2005).

Esses depósitos têm sido assim classificados por apresentarem várias características, que são comuns na categoria IOCG: *a*) associação dos corpos de minério com extensas zonas de alteração hidrotermal sódica e potássica; *b*) variável enriquecimento em uma suíte de elementos menores, incluindo F, P, Co, Ni, As, Mo, Ag, Ba, ETRL e U; *c*) abundante formação de óxidos de Fe (magnetita/hematita); *d*) maior volume de sulfetos precipitado tardiamente na história hidrotermal; *e*) controle por zonas de cisalhamento; *f*) relação espacial com corpos granitoides; e *f*) presença de fluidos hipersalinos, sobretudo nos estágios iniciais da alteração (Lindenmayer 1990, Réquia *et al.* 2003, Almada & Villas 1999, Ronchi *et al.* 2000, Villas & Santos 2001, Dreher 2004, Tallarico *et al.* 2005, Monteiro *et al.* 2008, Williams *et al.* 2010, Torresi *et al.* 2011). O depósito Igarapé Bahia não revela algumas destas características e não há um consenso sobre seu o modelo de formação (Villas & Santos 2001; Dreher *et al.* 2008).

No entanto, a diversidade de ambientes de formação, de tipos de granitoides e idades, bem como as incertezas sobre fontes de fluidos, metais, ligantes e calor, mostram a necessidade de um aprimoramento do modelo genético, ao mesmo tempo em que geram dificuldades para a exploração de novas áreas potenciais. Assim, o reconhecimento das condições de formação desses depósitos torna-se importante, sobretudo em Carajás, que representa a única província com depósitos IOCG arqueanos até aqui conhecidos, o que pode sugerir um estilo bem particular de gênese.

O depósito Visconde (20-50 Mt at 1.0% Cu, 0.28 g/t Au; Benevides Aires, comunicação verbal) é um dos alvos satélites do depósito maior Sossego descobertos pela Mineradora Vale, estando localizado em uma zona de cisalhamento regional de direção aproximada WNW-ESSE, que marca o limite entre a borda sul do Domínio Carajás e o Domínio de Transição, e representa um corredor estrutural onde também ocorrem os depósitos Sossego, Alvo 118, Cristalino, Bacaba, Jatobá, Bacuri e Castanha. Esses depósitos apresentam muitas similaridades, especialmente no que diz respeito à sequência de alteração hidrotermal e estilo de mineralização. Isso induz a supor que eles possam ser cogenéticos e contemporâneos, o que ainda não foi comprovado (ou descartado) por dados geocronológicos.

Recentes estudos na área Visconde (Craveiro *et al.* 2012; Craveiro 2011) enfocaram as rochas encaixantes, a composição do minério, os tipos de alteração hidrotermal, a química mineral e os fluidos mineralizadores. São dados relevantes, mas não suficientes para dar suporte a um modelo genético mais fundamentado ao depósito. A carência de dados isotópicos e geocronológicos motivou este trabalho, cuja principal perspectiva foi avançar no entendimento de sua gênese e dos sistemas cupro-auríferos em Carajás.

1.1 LOCALIZAÇÃO DO DEPÓSITO VISCONDE

A área de estudo situa-se na região Norte do Brasil, na porção sudeste do estado do Pará, no município de Parauapebas. O depósito Visconde está localizado a cerca de 15 km a leste do depósito do Sossego e aproximadamente 22 km da cidade de Canaã dos Carajás e 45 km da cidade de Parauapebas (Fig. 1).

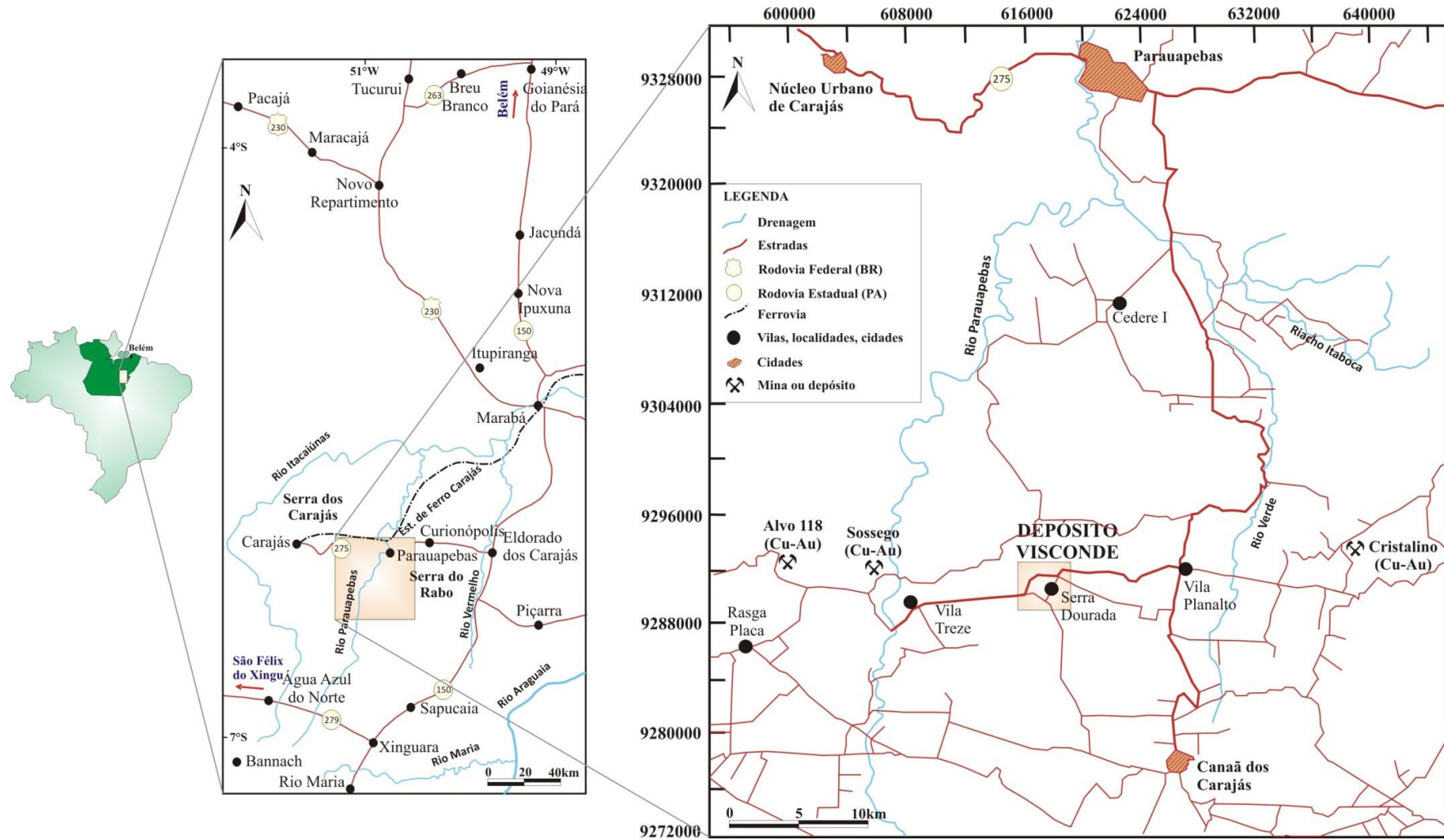


Figura 1- Mapa de localização do depósito Visconde.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho teve como principais objetivos:

- Determinar a idade da mineralização e/ou da alteração hidrotermal a ela relacionada;
- Determinar a idade de rochas da área do depósito;
- Identificar as fontes dos metais e dos fluidos responsáveis pela alteração e mineralização; e
- Entender a gênese da mineralização e sua relação com a de outros depósitos cupro-auríferos arqueanos presentes na PMC, em especial a do depósito do Sossego.

1.3 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

O documento foi elaborado optando-se pelo modelo que incorpora artigos. Desta forma, o corpo central da dissertação é constituído por um artigo científico submetido à publicação em um periódico internacional.

O capítulo I traz um texto integrador, que inclui a explicitação e relevância do que foi investigado, localização da área de estudo, contexto geológico e tectônico regional da Província Mineral de Carajás, bem como os objetivos traçados e materiais e métodos utilizados.

O capítulo II é composto pelo artigo **“Pb-Pb geochronology and stable isotope systematics of the Cu-Au Visconde Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: implications for targeting fluid sources”**, que foi submetido à revista *International Geology Review*.

O capítulo final (capítulo III) contém as discussões gerais e conclusões.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 MATERIAIS

Foram utilizados neste trabalho amostras de testemunhos de oito furos de sondagem e também de afloramentos, todas coletadas durante as duas campanhas de campo que foram realizadas à área de trabalho.

2.2 MÉTODOS

2.2.1 Pesquisa bibliográfica

Consistiu na leitura e análise de publicações, dentre as quais aquelas referentes à geologia da região de Carajás, ao depósito Visconde (relatórios internos da VALE), à tipologia IOCG, à alteração hidrotermal e à sistemática Pb-Pb para datação de corpos de sulfetos e de isótopos estáveis (O, H e S) em depósitos hidrotermais. Ela deu suporte a todas as fases do trabalho.

2.2.2 Atividades de campo

As campanhas de campo foram realizadas em duas etapas, nas quais se realizaram a descrição mesoscópica e documentação fotográfica de testemunhos dos oito furos de sondagem executados no depósito. Foram selecionadas amostras representativas das diferentes rochas, tipos de alteração hidrotermal e estilos de mineralização encontrados. Além disso, foram coletadas amostras em quatro pontos de afloramentos nas cercanias do depósito.

2.2.3 Petrografia

Foram analisadas cerca de 100 lâminas polidas em microscópio Zeiss, modelo Axioplan2, de luz transmitida e refletida, do Laboratório de Geologia Econômica da UFPA. O exame petrográfico teve como principal finalidade descrever os diferentes litotipos e caracterizar os tipos de alteração e de minério, bem como definir paragêneses e pares minerais em equilíbrio.

2.2.4 Geocronologia

As análises geocronológicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG-UFPA.

2.2.4.1 *Método de evaporação de Pb em zircão*

Uma amostra de granito não mineralizado coletada nos entornos do depósito foi selecionada para análise geocronológica pelo método de evaporação de Pb em zircão. Após trituração, pulverização e peneiramento de cerca de 2 kg de amostra, foram separados os minerais pesados não magnéticos, usando-se elutriador, separador magnético Isodynamic Frantz e líquidos pesados. Cristais de zircão provenientes de frações granulométricas entre 0,075 mm e 0,180 mm foram selecionados manualmente sob uma lupa binocular, preferencialmente aqueles sem evidências de metamitização, inclusões ou fraturas.

Ao todo, foram selecionados 18 cristais, que em seguida foram depositados separadamente em filamentos de Re do tipo canoa. As determinações isotópicas de Pb foram efetuadas segundo o método de evaporação de monocristais de zircão descrito por Kober (1986, 1987). As análises foram realizadas em espectrômetro de massa, modelo Finnigan MAT 262, em etapas de acréscimo de temperatura (1450, 1500 e 1550°C), com cinco blocos em cada etapa. Os resultados são apresentados com desvios de 2σ e as correções do Pb comum foram feitas mediante uso do modelo do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando-se a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Análises com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menores que 2.500 foram eliminadas para minimizar os efeitos da correção de Pb comum nas razões dos isótopos radiogênicos. As idades foram obtidas por meio da média ponderada das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em cada bloco e aquelas obtidas nas etapas de maior temperatura foram interpretadas como mais representativas da idade de cristalização do mineral. Maiores detalhes sobre o método podem ser encontrados em Klötzli (1997), Philipp *et al.* (2002), e Barreto *et al.* (2013).

2.2.4.2 *Método Pb-Pb por lixiviação e dissolução total em calcopirita*

Com vista a datar a mineralização pelo método de Pb-Pb em sulfetos, foram selecionados cristais de calcopirita por catação manual, com auxílio de lupa binocular. Em seguida, os cristais foram lavados com HCl (6N) para remover impurezas superficiais. O procedimento experimental para as análises de Pb seguiu as técnicas desenvolvidas por Manhès (1982), adaptada às condições do Pará-Iso, e descritas em

detalhes em Galarza & Macambira (2002), Krymsky *et al.* (2007) e Romero *et al.* (2013).

Sete amostras de calcopirita provenientes de brechas sulfetadas (três amostras) e veios mineralizados (quatro amostras) foram selecionadas para a técnica de dissolução total. As aberturas químicas (~100 mg) foram feitas em duas etapas de digestão a frio, uma de 24 e outra de 6 horas, com HCl 6N + HNO₃ 13N (2ml - 1:1) + 1 gota de HBr 8N, ácidos estes todos bidestilados.

Para a técnica de lixiviação foram utilizadas as quatro amostras de calcopirita das brechas sulfetadas. 400 mg de cada amostra foram progressivamente atacadas por ácidos (Tabela 1) e dissolvidas parcialmente para produzir soluções coletadas em cinco etapas de lixiviação (L1 a L5) e uma etapa de dissolução total do resíduo (L6).

Tabela 1- Abertura química aplicada às amostras de calcopirita lixiviadas do depósito Visconde.

Lixiviado	Reagentes	Tempo/T°C
L1	4ml 12:1 HBr***** 4N + HCl**** 2N	15min/110°C
L2	4ml de HBr***** 2N	4 hs /110°C
L3	4mL de HCl***** 4N	12 hs /110°C
L4	4 mL HCl*****de 6N	6 hs /110°C
L5	4 mL de água régia 50%	24 hs /110°C
L6	4 mL (2mL HCl com 2 mL HNO ₃ com.+ 4 gts HBr 8N	24 hs /110°C

Nas duas técnicas, a amostra foi evaporada, solubilizada com HCl (2N), submetida à separação por cromatografia de resina de troca iônica Eichrom® Sr 50–100 µm (condicionada com HNO₃). O Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com HNO₃ (7,5N). As análises isotópicas de Pb foram realizadas em espectrômetro de massa de plasma acoplado (ICP-MS) modelo Finnigan Neptune. As composições isotópicas de Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa por lei exponencial utilizando a razão ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl. O branco de Pb do processo analítico, calculado com o auxílio do padrão NBS-983, variou entre 0,33 e 1,50 ng durante o período das análises isotópicas.

Os cálculos de regressão e idade foram feitos com base no programa Isoplot (v.3.68) of Ludwig (2008). Os erros das razões isotópicas de chumbo foram cotados a um nível de confiança de 95%.

2.2.5 Isótopos Estáveis

Para a determinação da composição isotópica de oxigênio, foram separadas 32 amostras de silicatos (actinolita, biotita, quartzo, clorita, turmalina e albita) e quatro de magnetita. Nos silicatos hidratados, foram também feitas 15 determinações dos valores de δD . Doze amostras de sulfetos (calcopirita e bornita) foram separadas para análises de S. As amostras foram trituradas e os minerais foram separados com auxílio de lupa binocular.

As análises de $\delta^{18}O$ dos silicatos (com exceção da albita) foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis - LABISE da Universidade Federal de Pernambuco, sob a supervisão da Dra. Valderéz Pinto. Para a extração de oxigênio praticado no LABISE seguiu o método de Clayton & Mayeda (1963), que consiste em depositar 1-2 mg do mineral em um porta-amostra, que é, em seguida, colocado em uma câmara onde é criado vácuo. Na presença de BrF_5 , ao se acionar o laser, ocorre a queima dos silicatos e, conseqüentemente, a liberação de gases, dentre eles o oxigênio. Este fica totalmente puro após os demais gases serem capturados por armadilhas químicas (NaCl) ou frias (por condensação). Ao final, ocorre a reação do oxigênio com um bastão de carbono puro a $800^\circ C$ para a formação de CO_2 (condensável), que é então coletado e analisado. Já as análises de δD em silicatos, $\delta^{18}O$ em albita e magnetita e $\delta^{34}S$ em sulfetos foram realizadas na Queen's Facilities for Isotope Research (QFIR) da Queen's University (Canadá). Para as análises de oxigênio também se utilizou o método de Clayton & Mayeda (1963) enquanto que para o hidrogênio seguiu-se o apresentado por Kyser & O'Neil (1984)

As análises foram realizadas em espectrômetro de massa Finigan MAT 252 e os resultados são expressos pela notação convencional delta (δ), per mil (‰). Os valores de enxofre são apresentados em relação ao padrão *Canyon Diablo Troilite* (CDT) e os de oxigênio e hidrogênio em relação ao padrão *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW).

3 PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

O Cráton Amazônico está localizado ao norte do Brasil (Fig. 2), dentro da Plataforma Sul-americana (Almeida *et al.* 1981), e cobre uma área de aproximadamente 4.500.000 km². Vários modelos de compartimentação tectônica têm sido propostos, dentre os quais o de Tassinari & Macambira (1999, 2004), que subdividem o cráton em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2,2 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga), Rio Negro-Juruema (1,8 - 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga). Cordani & Sato (1999), Tassinari & Macambira (1999, 2004), Santos *et al.* (2000) consideram que todas as províncias geocronológicas se formaram em torno de um núcleo arqueano, por meio de retrabalhamentos e acreção crustal ao longo de cinturões móveis. Na Província Amazônia Central, ESE do Cráton Amazônico, está inclusa a Província Mineral de Carajás (PMC), que constitui o principal bloco arqueano do cráton.

A PMC (Fig. 2) possui grande importância econômica haja vista suas enormes riquezas minerais (DOCEGEO, 1988). Esta província foi dividida, com base em dados litológicos, geocronológicos e metalogenéticos, em dois blocos distintos: o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM), ao sul, e o Domínio Carajás (DC), ao norte. O limite entre esses dois blocos ainda não é bem definido, o que levou à proposição da existência de um subdomínio de Transição (Dall’Agnol *et al.* 1997, 2006), localizado entre Xingura e a porção sul da Bacia de Carajás. Para estes autores, esse subdomínio seria uma extensão do TGGRM, que foi intensamente afetado pelos eventos magmáticos e tectônicos registrados na Bacia Carajás. No entanto, recentes investigações mostram que essa região apresenta granitoides com idades e características geoquímicas diferentes daqueles que ocorrem no TGGRM (Feio *et al.* 2012).

2.1 TERRENO GRANITO-*GREENSTONE* DE RIO MARIA

O Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria é formado por sequências vulcanossedimentares, enfeixadas nos grupos Sapucaia, Identidade, Lagoa Seca, Babaçu, Seringa, Pedra Preta, entre outros, e metamorfasadas em condições de fácies xisto-verde a anfibolito (Souza *et al.* 1997, 2001), as quais constituem o Supergrupo

Andorinhas (Huhn *et al.* 1988, DOCEGEO 1988) e correspondem às rochas mais antigas desse domínio, datadas em 2,98 Ga (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995).

Além das rochas do Supergrupo Andorinhas, o TGGRM comporta diversos granitoides, também arqueanos, que podem ser reunidos em cinco grupos: *a*) TTGs antigos, representados pelos Tonalito Arco Verde (Macambira & Lafon 1995, Rolando & Macambira 2003) e Trondhjemitó Mogno, formados em 2,96 Ga, e pelos Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e algumas rochas do Tonalito Arco Verde, de 2,93 Ga; *b*) granitoides com alto Mg, de 2,87 Ga, representados pelo Granodiorito Rio Maria e demais rochas intermediárias que compõem a suíte sanukitóide Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); *c*) leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcico-alcálicos representados pela Suíte Guarantã e granitos similares de 2,87 Ga (Almeida *et al.* 2013); *d*) TTGs jovens (2,86 Ga), correspondentes ao Trondhjemitó Água Fria (Almeida *et al.* 2011); e *e*) leucogranitos potássicos (2,86 Ga), representados pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e similares (Almeida *et al.* 2013).

2.2 DOMÍNIO CARAJÁS

O Domínio Carajás é representado pelas rochas vulcanossedimentares depositadas na Bacia Carajás e pelos corpos graníticos que as cortam. Dois modelos têm sido propostos para a formação da Bacia Carajás: 1) ligada a rifte continental (Gibbs *et al.* 1986, Oliveira *et al.* 1993, Macambira 2003); e 2) relacionada a arco magmático (Meirelles & Dardenne 1991, Lobato *et al.* 2005, Silva *et al.* 2005).

O Grupo Rio Novo é considerado mais antigo, porquanto se acha cortado pelo complexo máfico-ultramáfico Luanga e pelo complexo granítico Estrela, ambos de 2,76 Ga (Machado *et al.* 1991; Barros *et al.* 2001). Agrupa rochas máficas e ultramáficas metamorfisadas, formações ferríferas bandadas e xistos paraderivados.

O Supergrupo Itacaiúnas é dividido nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Grão Pará, Igarapé Pojuca e Buritirama, que apresentam idades (com exceção do Grupo Buritirama, ainda não datado) entre 2,76 e 2,73 Ga (U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991, Tallarico *et al.* 2005, Trendall *et al.* 1998, Krymsky *et al.* 2002; Pb-Pb em zircão, Macambira *et al.* 1996a). É composto de paragnaisse, anfíbolitos, quartzitos,

meta-arcósios e formações ferríferas, metamorfisadas nas fácies xisto verde e anfibolito, deformadas em graus variáveis e hospedeiras de grandes reservas de minério de Fe, Cu e Au.

Rochas ultrabásicas e básicas acamadadas contendo mineralizações de cromita e de platinóides estão agrupadas no Complexo Luanga (2,76 Ga, Machado *et al.* 1991, Diella *et al.* 1995). Com idades entre 2,76 e 2,73 Ga, ocorrem o Complexo Granítico Estrela e os granitoides Serra do Rabo, Cristalino e Igarapé Gelado (Barros *et al.* 2001, Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2006, Barbosa 2004), que formam corpos alongados na direção E-W, de caráter sintectônico a tardi-tectônico e de tendência alcalina e metaluminosa.

A Formação Águas Claras, que recobre discordantemente as rochas mais antigas, é composta principalmente por siltitos e arenitos (Araújo *et al.* 1988, Nogueira *et al.* 1995). A idade mínima desta unidade é dada por diques e soleiras máficas nela intrusivos e que foram datados em 2645 ± 12 Ma (Pb-Pb em zircão, Dias *et al.* 1996) e 2708 ± 37 Ma (U-Pb em zircão; Mougeout *et al.* 1996). Já a idade máxima é dada por grãos detríticos de zircão que foram datados em 2778 a 3020 Ma (U-Pb, Mougeout *et al.* 1996) e 2871 ± 3 a 3048 ± 2 Ma (U-Pb, Macambira *et al.* 2001). Por outro lado, Trendall *et al.* (1998) obtiveram para as rochas vulcânicas, consideradas sindeposicionais, idade de 2681 ± 5 Ma (U-Pb em zircão), que foi interpretada por eles como a verdadeira idade desta formação.

Granitos tardios, também de caráter alcalino e metaluminoso, com idade em torno de 2,5 Ga cortam as rochas do Supergrupo Itacaiúnas. Dentre eles estão os granitos Itacaiúnas de 2560 ± 37 Ma (Pb-Pb em zircão, Souza *et al.* 1996) e Velho Salobo de 2573 ± 3 Ma (U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991).

2.3 SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO

As rochas mais antigas deste subdomínio pertencem ao Complexo Pium, o qual é composto pelo Diopsídio-Norito Pium e pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vásquez & Rosa-Costa 2008), ambos de idades em torno de 3,0 Ga (Rodrigues *et al.* 1992, Pidgeon *et al.* 2000), e metamorfisados em 2859 ± 9 Ma (U-Pb em borda de zircão; Pidgeon *et al.* 2000). Recentes datações forneceram idades de $\sim 2,73$ Ga (Galarza *et al.*

2012) em noritos do Pium, indicando que pelo menos parte dessas rochas tiveram uma cristalização tardia.

O embasamento é representado pelo Complexo Xingu, datado em 2859 ± 2 e 2851 ± 4 Ma (U-Pb em zircão; Machado *et al.* 1991), o qual comporta gnaisses e migmatitos de composição granodiorítica e tonalítica, metamorfisados na fácies anfíbolito. Com o avanço do conhecimento geológico, exposições desta unidade têm sido reinterpretadas e mapeadas como corpos graníticos independentes. Na área de Canaã dos Carajás, por exemplo, estudos cartográficos, geoquímicos e geocronológicos permitiram a individualização de granitóides, que substituíram totalmente o que antes era reconhecido como Complexo Xingu (Feio *et al.* 2013). Os granitoides são mesoarqueanos e formados entre 2,96 e 2,93 Ga (Granito Canaã dos Carajás e Trodhjemitó Rio Verde, ambos de afinidade cálcio-alcálica) e entre 2,87 e 2,83 Ga (Complexo Tonalítico Bacaca, de afinidade TTG, e os granitos Cruzadão, cálcio-alcálico a alcálico, e Bom Jesus e Serra Dourada, ambos cálcio-alcálicos).

A granitogênese neoarqueana no Subdomínio de Transição é representada pelas suítes Plaqué e Planalto. Na Suíte Plaqué estão agrupados corpos graníticos lenticulares e deformados na direção E-W, datados em 2729 ± 29 Ma (Pb-Pb em zircão; Avelar *et al.* 1999). Apresentam composição granítica a granodiorítica, caráter metaluminoso a peraluminoso e afinidade cálcio-alcálica a alcálica, que são características típicas de granitos crustais sin-colisionais (João & Araújo 1992, Macambira *et al.* 1996b, Macambira & Vale 1997). A Suíte Planalto consiste de diversos *stocks* graníticos (sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos, com hornblenda e biotita) orientados concordantemente com a estruturação regional E-W. Geoquimicamente são rochas subalcálicas, metaluminosas a fracamente peraluminosas, com características de granitos tipo-A. Datações geocronológicas forneceram idades de 2747 ± 2 Ma e 2734 ± 4 Ma, (evaporação de Pb em zircão), ambas interpretadas como idade de cristalização (Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2004).

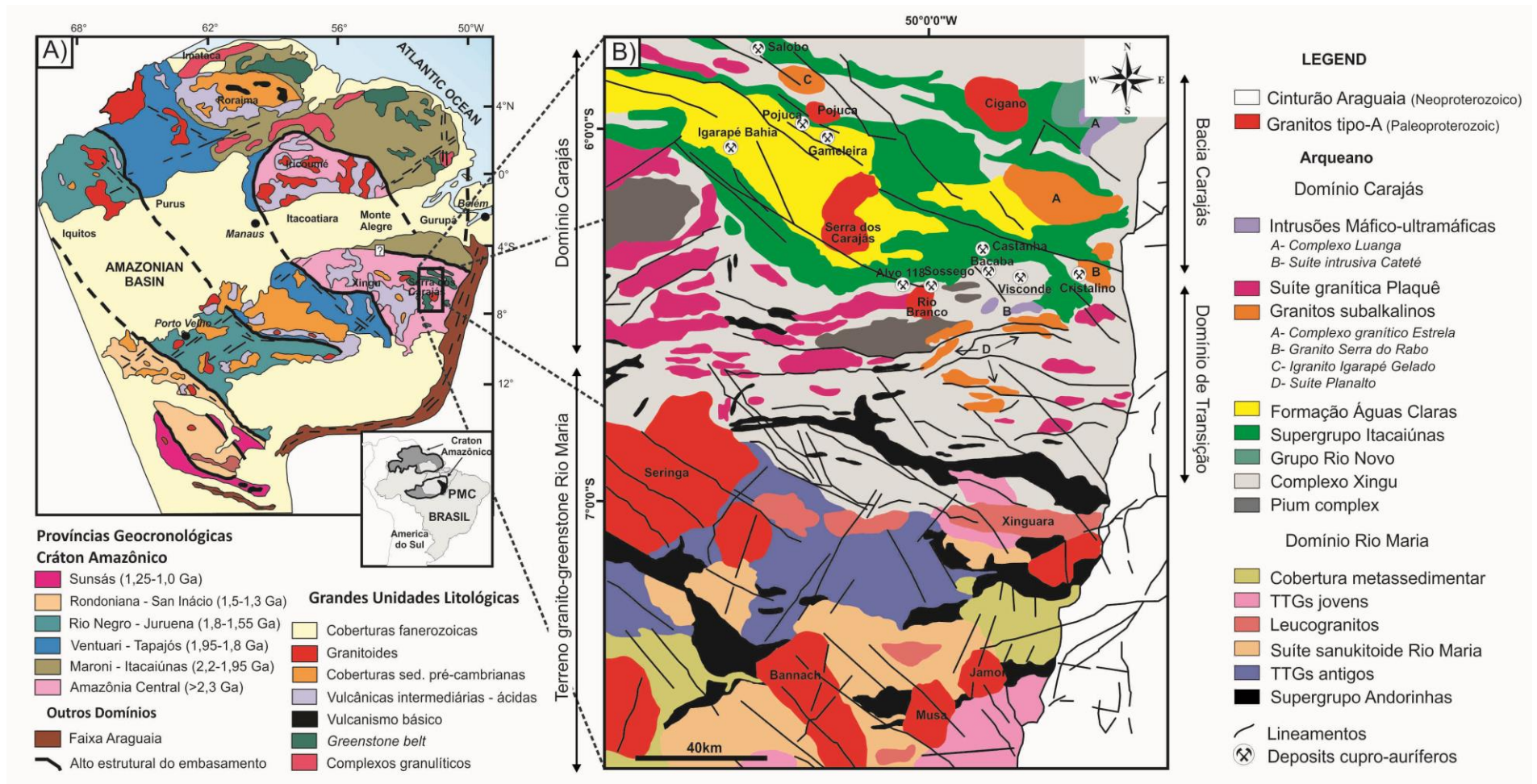


Figura 2- A) Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (2004); B) Província Mineral de Carajás (modificado de DOCEGEO 1988, Gomes & Dall'Agnol 2007, Feio et al., 2012).

A Suíte Intrusiva Cateté inclui os corpos de Serra da Onça, Serra do Puma, Jacaré, Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho, alongados nas direções E-W e N-S, e constituídos por rochas máfico-últramáficas (gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos). Macambira & Tassinari (1998) obtiveram idade de 2378 ± 55 Ma para o alojamento da Suíte Cateté (isócrona Sm-Nd, em minerais e rocha total). No entanto, Lafon *et al.* (2000) atribuíram idade de 2766 ± 6 Ma (U-Pb em zircão) para a mesma unidade.

Em toda a PMC, ocorrem, discordantemente à estruturação regional, vários granitos de 1,88 Ga. São rochas isotrópicas, alcalinas e metaluminosas, com composição química semelhante à dos granitos do tipo A (DOCEGEO 1988, Dall'Agnol *et al.* 2005). Dentre eles destacam-se os granitos Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca, Musa, Jamon, Jovem Salobo, Redenção, Seringa, Velho Guilherme, Breves e Rio Branco (Machado *et al.* 1991, Barbosa *et al.* 1995, Avelar 1996, Dall'Agnol *et al.* 2005, Teixeira 1999, Tallarico *et al.* 2004, Santos *et al.* 2013).

2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Diferentes modelos de evolução tectono-metamórfica têm sido propostos para a PMC (Araújo *et al.* 1988, Costa *et al.* 1995, Pinheiro & Holdsworth 2000). Nota-se uma visível diferença entre os domínios em termos de estruturação. Segundo Avelar *et al.* (1999), a estruturação do TTGRM pode ser interpretada como resultado da agregação de arcos de ilhas, ao sul, com uma massa continental, ao norte, durante um episódio de colisão gerador de movimentos compressivos e encurtamento na direção N-S, provavelmente entre 2,97 e 2,87 Ga (Althoff *et al.* 1995, Oliveira *et al.* 1995). Esses movimentos devem ter permanecido até 2,85 Ga quando do metamorfismo das rochas do Complexo Pium na porção norte da província.

Após esse evento não existem registros geocronológicos na Província Mineral de Carajás até 2,76 Ga, sugerindo um período de quiescência tectônica, ou de uma fase distensiva, a qual teria propiciado a formação das sequências metavulcano-sedimentares do Domínio Carajás (Avelar *et al.* 1999).

A colocação de diversos corpos graníticos sintectônicos entre 2,76 e 2,74 Ga (Complexo Granítico Estrela, suítes Plaquê e Planalto, dentre outros) marca uma fase de

deformação compressiva que atuou na Província Mineral de Carajás após o desenvolvimento da Bacia Carajás (Barros *et al.* 2004), afetando especialmente o domínio Carajás e sub-domínio de Transição. Esses movimentos compressivos seriam responsáveis pela estruturação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e teriam induzido o espessamento e fusão da crosta profundidade, gerando tal magmatismo (Avelar *et al.* 1999). Segundo Pinheiro & Holdsworth (2000), no domínio Carajás, foi desenvolvido um sistema transpressivo-sinistral dúctil que deformou as rochas dos complexos Pium e Xingu, Suíte Plaqué e Grupo Igarapé Salobo em condições de alta temperatura e as rochas do Grupo Igarapé Pojuca em condições de temperaturas médias a baixas.

Um evento extensivo teria propiciado a deposição do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras (Pinheiro & Holdsworth 2000) e, em seguida, um novo evento transtensivo destal estaria associado aos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, e também à nucleação da falha Carajás (em torno de 2,6 Ga). O falhamento favoreceu a migração de fluidos, muitos dos quais responsáveis pela formação de vários dos depósitos de cobre e ouro presentes nessas unidades. Subsequentemente, uma transpressão sinistral teria deformado as rochas próximas à falha Carajás e invertido fracamente a bacia (<2,5 Ga). Por fim, um evento extensivo (ou transtensivo) por volta de 1,88 Ga permitiu a intrusão de plútons graníticos e de diques.

A trama dúctil de alta temperatura que afetou as rochas do embasamento, ao longo da história evolutiva, foi reativada várias vezes, influenciando na distribuição, padrão geométrico e cinemática das estruturas formadas. Essa influência torna-se menor a partir de 1,88Ga, a partir de quando há uma diminuição gradativa da deformação na região de Carajás (Pinheiro & Holdsworth 2000).

4 DEPÓSITOS TIPO IOCG DA BORDA SUL DA BACIA CARAJÁS

4.1 SOSSEGO

O depósito do Sossego localiza-se imediatamente ao sul da Serra Sul e se tornou a primeira mina de Cu a entrar em operação em Carajás, com produção a partir de 2004. É constituído por dois conjuntos de corpos mineralizados principais: Sequeirinho-Pista-Baiano e Sossego-Curral. Os corpos Sequeirinho e Sossego, no entanto, respondem pela quase totalidade das reservas, representando, respectivamente, cerca de 15% e 85% das mesmas (Monteiro *et al.* 2008). Na área dos depósitos, ocorrem granitos, gabros e metadacitos, além de lentes de rochas ultramáficas, todas variavelmente alteradas (Villas *et al.* 2004, Monteiro *et al.* 2008). Destacam-se no corpo Sequeirinho as alterações sódica (albita, escapolita e turmalina) e sódico-cálcica (actinolita, albita, magnetita, calcita, epidoto, quartzo, titanita, alanita e thorianita) iniciais, formadas durante o regime dúctil a dúctil-rúptil de deformação das rochas e que foram seguidas pela alteração potássica (feldspato potássico-biotita rica em Cl), de ocorrência restrita. Teve lugar, também, forte metassomatismo de Fe, que gerou corpos maciços de magnetitito. Em contraste, no corpo Sossego, localizado a 1,5 km a oeste e formado em níveis estruturalmente mais rasos, a alteração potássica foi bem mais desenvolvida, tendo se desenvolvido enquanto as rochas se deformavam rúptilmente; em ambos os corpos ocorre alteração clorítica em zonas externas (Villas *et al.* 2004, 2005, 2006, Monteiro *et al.* 2008).

Os corpos de minério são representados por veios e zonas de *stockwork*, que localmente formam corpos brechoides com matriz de sulfetos e elevado mergulho. Calcopirita é o principal mineral de minério e o ouro encontra-se finamente incluso nos sulfetos (Villas *et al.* 2004). Pirita, siegenita, millerita, esfalerita, galena, cassiterita, Pd-melonita e hessita ocorrem em menores quantidades (Monteiro *et al.* 2008).

Estudos de inclusões fluidas em quartzo no corpo Sequeirinho revelam que os fluidos responsáveis pela mineralização continham Cl⁻ como principal agente complexante, além de serem ricos em Na, Ca e Fe, bem como salinidades variáveis que chegaram a alcançar mais de 55% eq. peso de NaCl (Villas *et al.*, 2006).

A mineralização cupro-aurífera contou com metais e enxofre possivelmente lixiviados das rochas encaixantes por fluidos quentes ($\sim 550^{\circ}\text{C}$) com alto $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ($+6,9 \pm 0,9\%$), oriundos de fonte metamórfica ou de formação, com possível contribuição magmática. Em zonas mineralizadas, os fluidos mostram $\delta^{18}\text{O}$ menores ($1,8 \pm 3,4\%$ a $\sim 250^{\circ}\text{C}$ para o corpo Sequeirinho, e $1,6 \pm 2,2\%$ a $\sim 275^{\circ}\text{C}$ no corpo Sossego), valores que sugerem a mistura de um fluido quente e salino com fontes externas, mais superficiais (Monteiro *et al.*, 2008).

No corpo Sossego, o evento da mineralização foi datado pelos métodos Pb-Pb em sulfetos entre 2530 ± 25 e 2608 ± 25 Ma, enquanto pelo método Sm-Nd em rocha total foi obtida idade de 2578 ± 29 Ma, esta última considerada mais confiável, porém passível de várias interpretações (Neves *et al.* 2006; Villas *et al.*, 2006).

4.2 CRISTALINO

O depósito Cristalino está localizado na área da Serra do Rabo e é hospedado por rochas vulcânicas máficas, intermediárias e félsicas, intercaladas com formações ferríferas ricas em magnetita, que foram metamorfisadas na fácies xisto verde e são correlacionadas ao Grupo Grão Pará (Ribeiro *et al.* 2009). Esse pacote é cortado por dioritos a quartzodioritos e granitos de 2,74 Ga (Huhn *et al.* 1999).

Foram reconhecidos nas rochas encaixantes alguns estágios alteração hidrotermal. A silicificação foi precoce, seguida de alteração sódica (albita e escapolita), potássica (biotita e microclina), bem como a formação de anfibólios (hastingsita, actinolita e grunerita) e magnetita. Tardiamente e associada com a mineralização, ocorreu a formação de clorita, epidoto, apatita, alanita e turmalina. (Huhn *et al.* 1999; Soares *et al.* 2001).

O minério é composto principalmente por calcopirita, pirita, magnetita, bravoíta, vaesita e ouro, presentes em brechas com quartzo e carbonato e na forma de *stockwork*, disseminações e veios, principalmente na sequência vulcanossedimentar e, secundariamente, nos corpos intrusivos (Ribeiro *et al.* 2009, Huhn *et al.* 1999).

Datação Pb-Pb em calcopirita e pirita forneceu idades de 2719 ± 36 , similar à idade do granito Planalto que ocorre na área (Soares *et al.* 2001). Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ($-7,2$ a $-4,4\%$) e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ($+8,1$ a $9,3\%$) em carbonatos de origem

hidrotermal sugerem que o carbono, ao menos em parte, possa ser de fonte profunda (Ribeiro *et al.* 2009). A assinatura isotópica dos sulfetos ($\delta^{34}\text{S} = 0,6$ a $1,5\%$) é de fonte magmática (Ribeiro *et al.* 2009).

4.3 ALVO 118

O depósito está hospedado em basaltos, formações ferríferas bandadas, riolitos, dacitos e rochas metavulcanossedimentares pertencentes ao Grupo Grão Pará, além de tonalitos, granodioritos e diques porfiríticos (Rigon *et al.* 2000, Albuquerque *et al.* 2001). A mineralização cupro-aurífera se desenvolveu durante deformação rúptil que resultou na formação de corpos brechoides e *stockwork*, em que estão presentes calcopirita, bornita, magnetita, hematita e proporções menores de calcocita, Au nativo, teluretos de Au-Ag, galena, esfalerita, cassiterita e minerais de Bi-Te-Au-Ag (Rigon *et al.* 2000, Tallarico 2003, Torresi *et al.* 2011). Externamente aos corpos de minério, ocorrem zonas de alteração hidrotermal, notadamente um fraco metassomatismo sódico precoce (albita e escapolita), alteração potássica (biotita e microclina), acompanhada de formação de magnetita, silicificação e uma intensa cloritização (+quartzo e sericita), associada com a mineralização (Torresi *et al.* 2011). A assinatura geoquímica do depósito 118 é marcada por Fe-Cu-Au-(Te-Ag-Pb-Sn)-P-F-ETR e entre os aspectos diagnósticos está o enriquecimento de ETR, principalmente em apatita e em silicatos do grupo da monazita (Xavier *et al.* 2008).

Estudos de inclusões fluidas em quartzo indicam a coexistência de dois fluidos distintos durante o episódio de mineralização: um quente ($>200^\circ\text{C}$) e salino (32,8% a 40,6% eq. peso de NaCl) e outro de menor temperatura ($<200^\circ\text{C}$), com baixa a moderada salinidade ($<15\%$ eq. peso de NaCl) (Torresi *et al.* 2011). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ em equilíbrio com a calcita forneceram valores de $-1,0\%$ a $+7,5\%$ a temperaturas de 277 a 344°C , os quais cobrem tanto o campo das águas magmáticas, como também de águas superficiais. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos ($+5,1\%$ a $+6,3\%$) foram interpretados (junto com dados de isótopos de B e razões Cl/Br-Na/Cl) como indício de fluidos derivados de evaporitos (Torresi *et al.* 2001).

A idade de cristalização do granito foi determinada em 2743 ± 3 Ma (Suíte Plaquê) bem anterior à idade de 2654 ± 9 Ma, referente ao alojamento dos diques porfiríticos (SHRIMP II Pb-Pb em zircão; Tallarico, 2003). Datações em xenotima nos

veios e no minério maciço forneceram idades de 1868 ± 7 e 1869 ± 7 Ma, respectivamente (Pb-Pb SHRIMP; Tallarico, 2003). Essas idades indicam evento mineralizador paleoproterozoico ou abertura do sistema isotópico devido a reativações de falhas ou à granitogênese paleoproterozoica (Tallarico, 2003; Grainger *et al.*, 2008).

4.4 BACABA E CASTANHA

O depósito Bacaba está localizado a 7 km a nordeste do depósito Sossego. Os corpos de minério são hospedados pelo granito Serra Dourada ($2,860 \pm 22$ Ma; Moreto *et al.* 2011), pelo Tonalito Bacaba ($\sim 3,0$ Ga, Moreto *et al.* 2011) e por gabros. Essas rochas foram afetadas em diferentes graus, sucessivamente, por um precoce e intenso metassomatismo sódico (albita-escapolita), por alteração potássica (feldspato potássico e magnetita e/ou biotita-magnetita), magnetitização e cloritização/sericitização (Augusto *et al.* 2008). Essa sequência de alteração é similar à descrita no depósito Sossego, exceto pela abundância de escapolita no depósito Bacaba (Xavier *et al.* 2010). A mineralização de cobre está espacialmente relacionada à alteração potássica (com feldspato potássico) e clorítica. Os minerais de ganga e minério incluem calcopirita, galena, bornita, calcocita, melonita, hessita, altaíta, magnetita, hematita, uraninira, cassiterita, ferberita, alanita, apatita, monazita, cheralita, as quais conferem uma assinatura de Cu-Fe-Ni-Te-Ag-Pb-U-Sn-W-ETR-Th-P ao minério (Augusto *et al.* 2008). Isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S} = +2,7$ a $+3,5\%$) mostram um intervalo bem restrito de valores (Monteiro *et al.* 2007).

O depósito Castanha localiza-se a 7 km da mina Sossego e tem como hospedeiras rochas metavulcânicas dacíticas e riolíticas, correlacionadas ao Supergrupo Itacaiúnas, e gabros, todas alteradas hidrotermalmente. Trata-se de um depósito de Cu-(Zn-Ni), portanto, de assinatura metálica distinta dos demais depósitos (Pestilho & Monteiro 2008).

Destacam-se neste depósito extensas zonas de alteração hidrotermal potássica e escapolitização, se bem que outros tipos também sejam registrados (silicificação, alteração sódica, carbonatação, sericitização e cloritização).

O minério ocorre em veios, vênulas, brechas, quase sempre cortando zonas que foram anteriormente milonitizadas, e consiste de calcopirita, pirita, pirrotita, marcassita

e esfalerita. Similar ao Bacaba, os sulfetos do depósito Castanha também forneceram um estreito intervalo de valores de $\delta^{34}\text{S}$ (entre +1,7 e +3,0‰; Monteiro *et al.* 2007).

Fases subordinadas como milerita, vaesita e Pb-melonita, uraninita, molibdenita e galena também foram identificadas, além de minerais de ganga. Esta composição mineralógica permitiu a caracterização da assinatura geoquímica da mineralização no depósito Castanha, que inclui Cu-Fe-Zn-Ni-(Co-Pb-Mo-Pd) associados a ETR, U e P.

CAPÍTULO II

Pb-Pb geochronology and stable isotope systematics of the Cu-Au Visconde Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: implications for targeting fluid sources

Antonia Railine da Costa Silva¹, Raimundo Netuno Nobre Villas¹, Jean-Michel Lafon²,
Valderez Pinto Ferreira³ and Gustavo Souza Craveiro¹

Submetido à International Geology Review (ANEXO)

¹*Post-graduation Program in Geology and Geochemistry, Geosciences Institute, Federal University of Pará - UFPA, Rua Augusto Corrêa, 01, Guamá, C.P. 1611, CEP 66075-110, Belém-PA, Brazil.*

(railinegeo@gmail.com, netuno@ufpa.br, craveiro@ufpa.br)

²*Laboratory of Isotope Geology (PARÁ-ISO), Geosciences Institute, Federal University of Pará - UFPA, Belém (PA), Brazil. (lafonjm@ufpa.br)*

³*NEG-LABISE, Dept. of Geology, Federal University of Pernambuco, C.P. 7852 Cidade Universitária, CEP 50670-000 Recife-PE, Brazil. (valderez@ufpe.br)*

Abstract - The Cu-Au Visconde deposit is located in the Carajás Mineral Province, northern Brazil. It lies within a regional WNW–ESE-striking shear zone that marks the contact between the ~2.76 Ga metavolcano-sedimentary rocks of the Carajás Basin and the basement. It presents several characteristics of the IOCG class, being hosted by mylonitized Archean rocks that display sodic (albite-scapolite), sodic-calcic (albite-actinolite-scapolite-epidote), potassic (biotite) and calcic-magnesian alteration zones (chlorite-actinolite-epidote-calcite). Oxygen and hydrogen isotope data from hydrothermal minerals show that the hydrothermal fluids responsible for the earlier alterations (including the magnetite formation) were hot (410–355°C) and ¹⁸O-rich ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +4.2$ to 9.4‰). Metamorphic/formation waters, most likely derived from the Carajás Basin rocks appear to have mostly contributed to fluid composition, although mixture with some magmatic water should not be minimized. In turn, the later alterations and the mineralization involved cooler (230±11°C) and ¹⁸O-depleted ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1.3$ to +3.7‰) fluids, strongly indicating the influx of surficial water. Fluid dilution and cooling might have caused abundant precipitation of sulphides (chalcopyrite >> bornite) which cemented the breccias formed under a brittle regime. The ore $\delta^{34}\text{S}$ values suggest a magmatic source for sulphur (sulphide dissolution in pre-existing igneous rocks) or precipitation under slightly oxidizing conditions. Chalcopyrite Pb-Pb ages of 2736±100 Ma and 2729±150 Ma, despite the large errors, indicate the Visconde ore to be Archean. Moreover, the zircon Pb evaporation dating of a non-mineralized granite, correlated to the Planalto Suite, constrains the minimum age of the Visconde deposit at 2746±7 Ma. These ages suggest that the hydrothermal process was synchronous with the Archean transpressive event (2.75–2.73 Ga) recorded in the CMP, which is considered the most likely phenomenon

that triggered the migration of high saline fluids trapped in the Carajás Basin rocks.

Keywords: Carajás Mineral Province; Cu-Au mineralization; H, O and S isotopes; Pb-Pb dating; Hydrothermal fluids.

Introduction

In the Carajás Mineral Province (CMP), southeastern margin of the Southern Amazon Craton, lies a number of Precambrian Cu-Au deposits having different metal associations and ages. Noteworthy are the world class (>200 Mt) deposits of Igarapé Bahia, Salobo, Sequeirinho/Sossego and Cristalino, all with expressive magnetite content and of Archean age. They have been classified as iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits (Tallarico *et al.* 2005; Monteiro *et al.* 2008; Xavier *et al.* 2010; Groves *et al.* 2010), although this interpretation is contentious for the Igarapé Bahia deposit (Villas and Santos 2001; Dreher *et al.* 2008). Smaller deposits also occur, most of them formed during Paleoproterozoic times.

The IOCG-type deposits (Hitzman *et al.* 1992; Williams *et al.* 2005) have become prime targets for mineral exploration all over the world since they commonly show high ore grade and tonnage. Classical examples are the Olympic Dam and Ernest Henry deposits in Australia, Candelaria and Punta del Cobre deposits in Chile, besides those already mentioned in Carajás. Although proposed as a new genetic class of deposits (Hitzman *et al.* 1992), there is no consensus about the geological environment where they form and the sources of fluids, metals and sulfur. In Carajás, additionally, there is much debate concerning the role played by the granitoid intrusions and on the age of mineralization. How many Cu-Au mineralization events did occur in Carajás in Archean-Proterozoic times? For deposits with similar mineralization styles, was the sulphide deposition simultaneous? Were the granitoids essential for the deposit formation? If so, to which event of the geological evolution of Carajás were they related as to provide a suitable scenario for the Cu-Au mineralization? These and other questions still await much research to be properly answered. Considering their diversity of styles, host rocks and structural controls, the greater the number of deposits studied, regardless of their economic significance, the more consistent will be the models designed to interpret them genetically.

The Cu-Au Visconde deposit (20-50 Mt at 1.0% Cu, 0.28 g/t Au; Benevides Aires, oral communication) is one of the satellite prospects of the major Sequeirinho/Sossego deposit located at a distance of about 15 km to the west. Recent studies (Craveiro 2011; Craveiro *et al.* 2012) have shown that the Visconde deposit is very similar to other Archean Cu-Au deposits of Carajás, especially those located near the boundary between the southern edge of the Carajás Domain and the Transition Domain, namely the Bacaba, Bacuri, Castanha, Alvo 118, Cristalino, Jatobá and Sequeirinho/Sossego deposits (Figure 1). In order to contribute to the elucidation of the

genesis of the Visconde deposit, this study sought to determine the age of its mineralization and the likely sources of the hydrothermal fluids based on radiogenic (Pb) and stable (O, H and S) isotope data.

Materials and Methods

Core samples from eight boreholes drilled in the Visconde deposit area were studied petrographically, some with scanning electron microscopy coupled with EDS (Energy Dispersive X-Ray Spectrometry), at the Geosciences Institute of the Federal University of Pará (IG-UFPA).

For stable isotope analysis, pure mineral fractions were separated manually with the aid of a binocular lens from ground rock samples. These fractions consisted of silicates (32), oxides (4), and sulphides (12). Analyses were performed on albite, magnetite, quartz, and tourmaline (oxygen), actinolite, biotite, chlorite, and epidote (oxygen and hydrogen), chalcopyrite and bornite (sulphur). The isotopic composition of oxygen in silicates (except albite) were determined at the Center for Granite Research - Stable Isotope Laboratory (NEG-LABISE) of the Federal University of Pernambuco, while hydrogen in silicates, oxygen in magnetite and albite, and sulphur in sulphides were determined in the Queen's Facilities for Isotope Research (QFIR) from Queen's University (Canada). The BrF_5 method of Clayton and Mayeda (1963) was used to extract oxygen, whereas for hydrogen extraction the procedures followed what is described in Kyser and O'Neil (1984). Stable isotope measurements were made using a Finnigan MAT 252 mass spectrometer and the results are expressed in the conventional delta per mil notation (δ ‰). The oxygen and hydrogen isotopic compositions are reported in relation to the Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) and the sulfur values to the Canyon Diablo Troilite (CDT) standard.

The geochronological analyses were carried out at the Laboratory of Isotope Geology (Pará-Iso), IG-UFPA. Lead total digestion and leaching methods were used on chalcopyrite ore samples in order to date mineralization. The experimental procedure followed the techniques described in Galarza *et al.* (2008) and Romero *et al.* (2013). During the total digestion, ≈ 100 mg of chalcopyrite underwent cold acid attack on two stages. For the leaching procedure, 400 mg of chalcopyrite were progressively attacked by hot acids, and the resulting solutions collected in six different steps (L1 to L6). Specific mixtures of tri-distilled HCl, HNO_3 and HBr were employed in both methods. Lead was separated by ion-exchange chromatography using an Eichrom® Sr 50–100 μm resin. The lead isotopic ratios were measured with a Thermo-Finnigan Neptune ICP-MS and corrected for mass discrimination by exponential law, using the $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ ratio. The total Pb blank of the analytical procedure ranged from 0.33 to 1.50 ng. Pb–Pb isochron ages were calculated by means of the ISOPLOT software (v.3.68) of Ludwig (2008). The errors on lead isotopic ratios were quoted at a 95% confidence level. Dating of a granitic body that occurs in the deposit area was accomplished by the Pb–

evaporation method on zircon monocrystals (Kober 1986, 1987). Different size fractions of zircon grains were obtained by sieving and heavy liquid separation, but only those between 0.075 and 0.180 mm provided suitable grains for analysis. Experimental procedures, lead isotopic determinations and age calculations were described in detail in Klötzli (1997) and Barreto *et al.* (2013). The analyses were performed on a TIMS Finnigan MAT 262 mass spectrometer, at increasing temperature steps of 1450°, 1500° and 1550°C, with five blocks in each step. Ages were obtained using the weighted mean of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios of each block, the most reliable values being those yielded at the highest temperature steps. The ISOPLOT software (v.3.68) of Ludwig (2008) was used for age calculation and diagram.

Regional Geologic Context

The CMP lies within the southern Amazon Craton, being formed and stabilized during the Archean (Figure 1). It has great economic importance in view of its huge reserves of iron, manganese, copper, and gold (DOCEGEO 1988). In the CMP, two tectonic blocks are distinguished: the southern Rio Maria Granite-Greenstone Terrane and the northern Carajás Domain. Given that the boundaries between these two tectonic blocks are not well defined, Dall'Agnol *et al.* (2006) proposed the existence of a Transition Domain, assumed as an extension of the Rio Maria terrane intensely affected by the Neoproterozoic magmatic and tectonic events recorded in the Carajás Domain. The Mesoproterozoic Rio Maria terrane consists of rocks with ages between 2.97 and 2.87 Ga, which comprise the greenstone-type sequences of the Andorinhas Supergroup and various granitoids including TTG series, Mg rich-granitoids (Rio Maria sanukitoid Suite) and leucogranites (Dall'Agnol *et al.* 2006; Feio *et al.* 2012).

The Carajás Domain is largely made up of metavolcanic-sedimentary and meta-sedimentary rocks that were originally deposited in the intracratonic Carajás basin (Gibbs *et al.* 1986). The basin oldest unit is represented by the mafic-ultramafic rocks, iron formations and schists of the Rio Novo Group (> 2.76 Ga), flooring a ~3.0 b.y. old granite-gneissic basement (Xingu Complex). The overlying Itacaiunas Supergroup (2.76-2.73 Ga) comprises the Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Grão Pará, Igarapé Pojuca and Buritirama groups, which show different metamorphic grades (greenschist to amphibolite facies) and varying deformation intensities, related to the installation of the Itacaiunas transpressive ductile shear zone (Pinheiro and Holdsworth 2000). Amphibolites, paragneisses, metavolcanic rocks, pelitic schists, meta-arkoses and iron formations are common lithotypes and host for the most Fe, Cu and Au deposits of Carajás.

The Rio Novo Group rocks are cut by the mafic-ultramafic layered Luanga Complex (2.76 Ga, Machado *et al.* 1991) and by metaluminous, alkaline granites that equally transect units of the Itacaiunas Supergroup. The syn- to late-tectonic granites are represented by the Estrela, Serra do Rabo, Cristalino and Igarapé Gelado intrusions,

with ages from 2.76 to 2.73 Ga (Huhn *et al.* 1999; Barros *et al.* 2001; Sardinha *et al.* 2006). The Igarapé Salobo group hosts the ~2.5 b.y. old Velho Salobo and Itacaiunas granites (Machado *et al.* 1991; Souza *et al.* 1996).

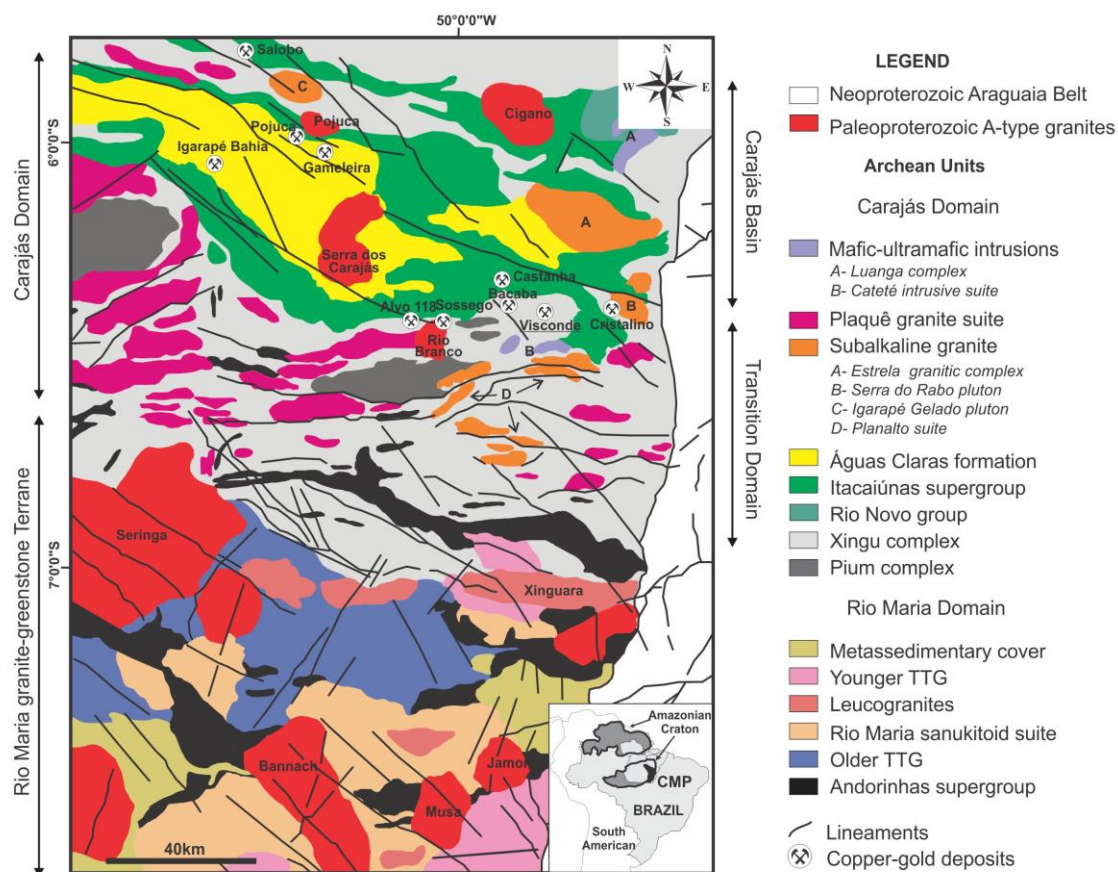


Figure 1. Geological map of the CMP with the location of the Visconde and other cuproauriferous deposits (compiled from DOCEGEO 1988; Gomes and Dall'Agnol, 2007; Feio *et al.*, 2012).

These older rocks are unconformably overlain by the siliciclastic and minor volcanoclastic rocks of the Aguas Claras Formation with ages varying from 2.68 to 2.64 Ga (Nogueira *et al.* 1995; Dias *et al.* 1996; Trendall *et al.* 1998).

In the Transition domain, the oldest rocks belong to the Pium Complex and include the Pium Diopside-Norite and the Chicrim-Cateté Ortogranulite (Vasquez and Rosa-Costa 2008), both formed around 3.0 Ga and metamorphosed at 2.86 Ga (Rodrigues *et al.* 1992; Pidgeon *et al.* 2000). However, recent Pb-Pb ages of ~2.74 Ga were obtained on the Pium rocks (Galarza *et al.* 2012), indicating that they have, at least in part, crystallized later.

The slightly younger Xingu Complex (~2.86 Ga, Machado *et al.* 1991) consists mainly of gneisses and migmatites associated with subordinate amphibolites. Recently,

distinct granitic bodies have been mapped in place of rocks formerly supposed to belong to this complex (Feio *et al.* 2013).

A few intrusive suites have been recognized in the Transition Domain. The Neoproterozoic Plaquê and Planalto suites consist of numerous E-W-oriented granitic bodies, the former (~2.73 Ga, Avelar *et al.* 1999) being composed of metaluminous to peraluminous, alkaline to calc-alkaline lens-shaped intrusions (Macambira *et al.* 1996). The latter (2.74-2.73 Ga, Huhn *et al.* 1999; Sardinha *et al.* 2004; Feio *et al.* 2012) comprise subalkaline, metaluminous to weakly peraluminous stocks. The Cateté intrusive suite is represented by mafic-ultramafic intrusions. Geochronological data are only available from a gabbro (Serra da Onça intrusion) and record a Sm-Nd isochronous age of 2378 ± 55 Ma (Macambira and Tassinari 1998) as well as a SHRIMP U-Pb on zircon age of 2766 ± 6 Ma (Lafon *et al.* 2000).

After a long period with no record of new rock formation, a 1.88 Ga granitogenesis took place all over the CMP during an extensive or transtensive event (Pinheiro and Holdsworth 2000). Several isotropic A-type granites were then emplaced, such as the Cigano, Jamon, Bannach, Musa, Pojuca, Seringa, Serra dos Carajás, and Rio Branco intrusions, some of them mineralized (Machado *et al.* 1991; Dall'Agnol *et al.* 2005; Santos *et al.* 2013).

Visconde Deposit

The Visconde deposit (Figure 2) is located within a regional WNW-ESE-trending shear zone, about 60 km long, at the contact between a metavolcanic-sedimentary sequence of the Itacaiunas Supergroup (Grão Pará Group?) and the basement (Xingu Complex and other granitoid units). The Cu-Au Bacaba, Castanha, Alvo 118, Cristalino, Jatobá and Sossego deposits occur also along that shear zone. To date, the Sossego deposit is the only from which ore is extracted. It is composed of the Sequeirinho, Sossego, Pista, Baiano and Curral orebodies, the first two representing over 95% of the ore reserves.

Main Lithotypes

Metadacites, the Serra Dourada granitoid, gabbros-diorites and, to a lesser extent, ultramafic rocks host the Visconde deposit (Figure 3). These rocks are hydrothermally altered and cross-cut by mylonitic zones, along which abundant hydrothermal minerals formed, especially biotite. The metadacites are grey-coloured and fine-grained, and show isotropic to foliated varieties. When foliated, they display fine alternating bands composed of quartz, plagioclase, muscovite or biotite and/or hornblende. They had been previously correlated to the Grão Pará Group, but recent dating of very similar metavolcanic rocks in the Sossego area yielded an age of 2968 ± 15 Ma (Moreto *et al.* 2012). If the metadacites belonged to the same magmatic

event, they preceded the formation of that group. The Serra Dourada granitoid (2860 ± 22 Ma, Moreto *et al.* 2012) is pinkish, coarse-grained and monzogranitic to granodioritic in composition. It reveals calc-alkaline affinity and bears evidence of Na-metasomatism denounced by the common occurrence of chessboard albite (Craveiro *et al.* 2012; Feio *et al.* 2013).

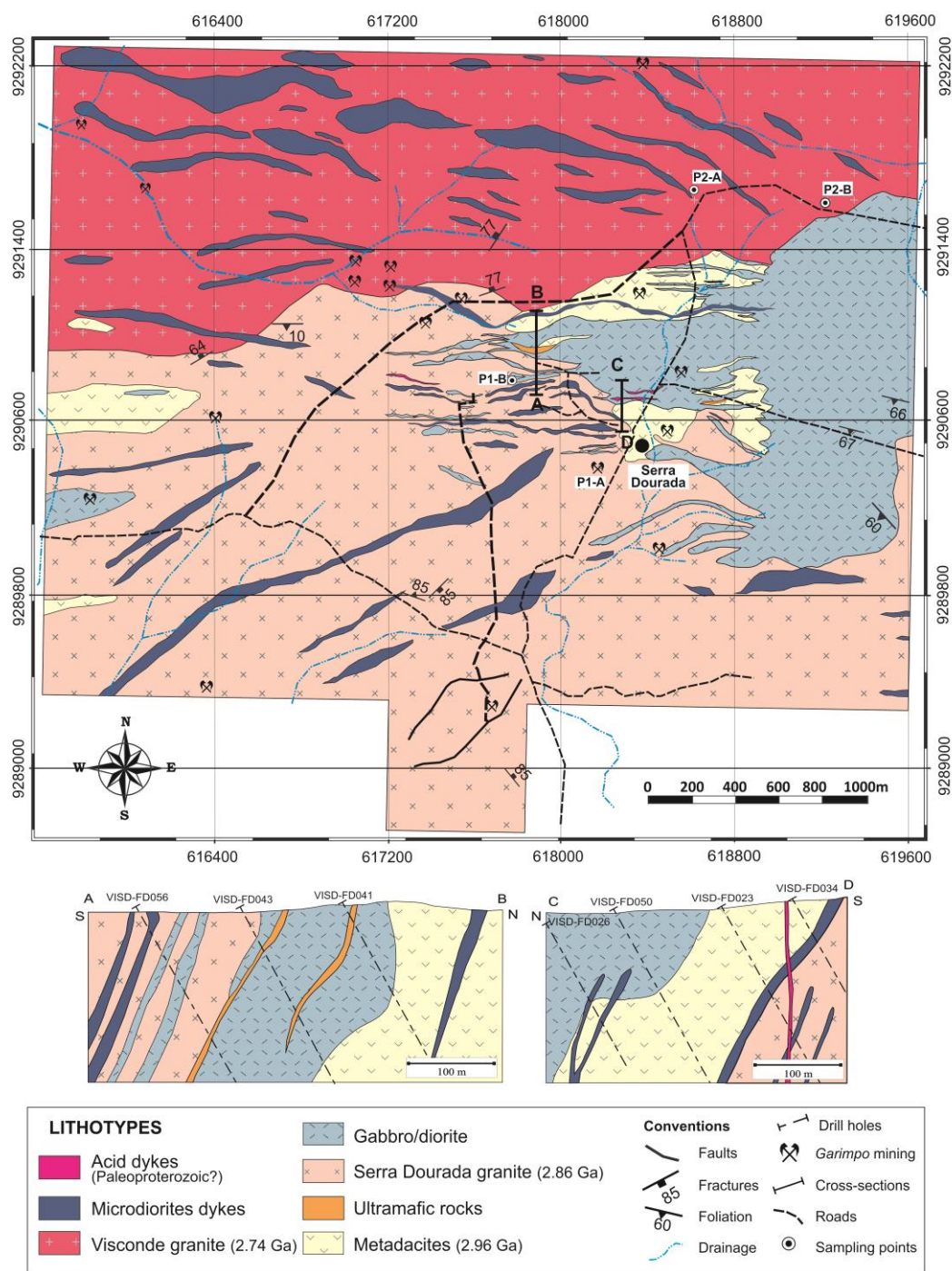


Figure 2. Geological map (a) and an N-S cross-section (b) of the Visconde deposit (Modified from VALE 2003).

Gabbro-diorites are apparently intrusive into both the metadacites and the Serra Dourada granitoid. They are medium-grained and, when less altered, display primary relict features such as sub-ophitic texture and straight contacts between plagioclase, Mg-hornblende or quartz crystals, in addition to primary magnetite crystals with exsolved ilmenite lamellae. Similar gabbroic bodies also occur in the Sossego, Bacaba and Cristalino deposits (Hunh *et al.* 1999; Monteiro *et al.* 2008, Moreto *et al.* 2011). In the Cristalino deposit, a mafic intrusion was dated at 2736 ± 6 Ma (Pb-zircon evaporation, Hunh *et al.* 1999). Ultramafic lenticular bodies occur in some gabbros and the Serra Dourada granitoid, being represented by magnesite- and talc-rich serpentinites, with lesser amounts of pentlandite, Ni-bearing chalcopyrite and magnetite.

Most rocks are remarkably deformed in the E-W direction and steep-dipping in response to the development of a ductile–brittle to brittle shear zone in the Neoproterozoic (2.76–2.65 Ga, Pinheiro and Holdsworth 2000).

The Visconde granite

A slightly altered, highly fractured, but non-mineralized granitic body, referred to as the Visconde granite, occurs in the northern part of the deposit area (Figure 2). Its rocks are reddish pink, isotropic, medium- to coarse-grained and display an inequigranular texture, locally with graphic intergrowth. Microcline, quartz, plagioclase and biotite are the essential minerals, being present in proportions that indicate a modal composition of syenogranite field. Microcline crystals are coarse, commonly perthitic; quartz crystals are anhedral to subhedral, some with weak wave extinction; plagioclase occurs as exsolution lamellae in microcline and as subhedral crystals, some showing kink bands and microfractures; and most biotite occurs interstitially as isolated flakes. Zircon is the main primary accessory mineral, whereas minor sericite, chlorite, epidote and clay minerals represent the secondary phases.

As the granite emplacement took place after the Visconde mineralizing event, dating it would be of major importance to constrain a minimum age for the deposit.

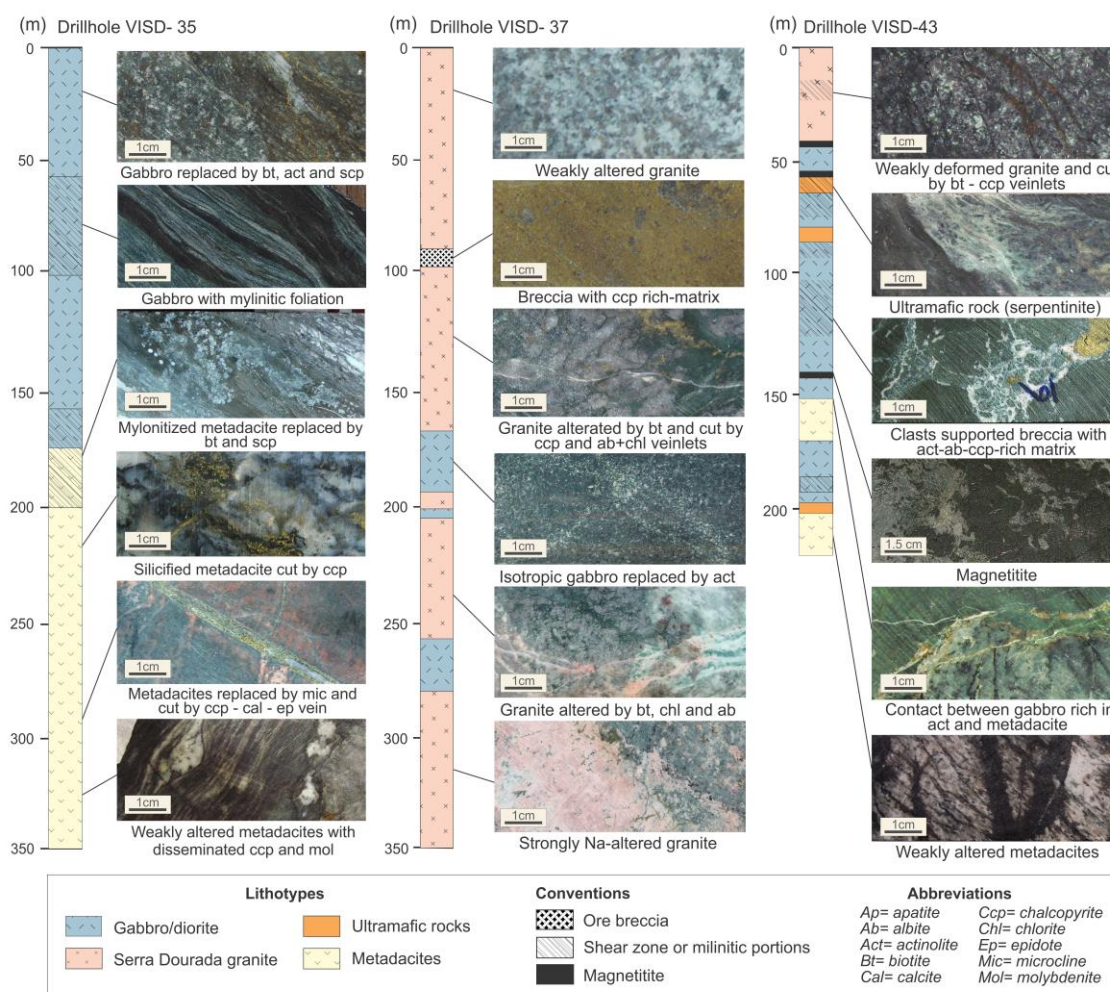
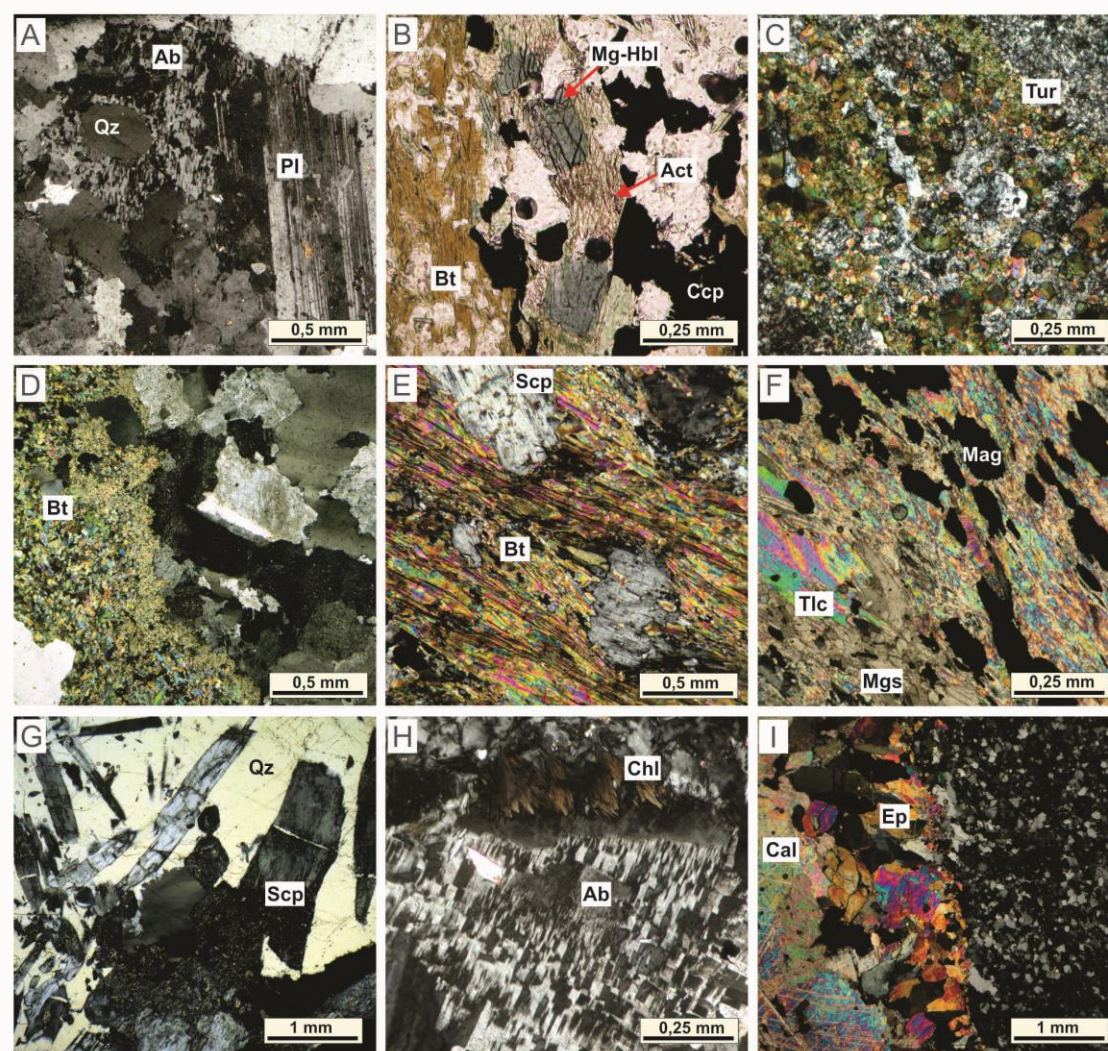


Figure 3. Main features of altered and mineralized rocks of the Visconde deposit. Simplified description of representative drill cores (VSD-35, VSD-35 and VSD-43).

Alteration and Mineralization

The hydrothermal alteration evolved in various stages and was largely controlled by tectonic features that changed from a ductile to a brittle regime. During the first stage of the early sodic-calcic alteration, the rock underwent a pervasive replacement of primary mineral assemblages. Chessboard albite in the Serra Dourada granitoid (Figure 4A) and marialitic scapolite formed in the gabbros/diorites at the expense of the plagioclase (Figure 4E, G), are typical minerals of this stage. Replacement veins (albite-epidote; scapolite-tourmaline; tourmaline-quartz) and aggregates of actinolite, locally associated with magnetite (with fine inclusions of ilmenite and rutile, Figure 5G, H), are the most conspicuous modes of occurrence of the hydrothermal products. Disseminated chalcopyrite and pyrite are common. More magnetite precipitated later on, locally in expressive amounts (magnetitites). The potassic stage developed next and characteristically produced biotite (Figure 4D) and K-feldspar. In highly deformed rocks this mica is so abundant and the mylonitic foliation so remarkable that they are

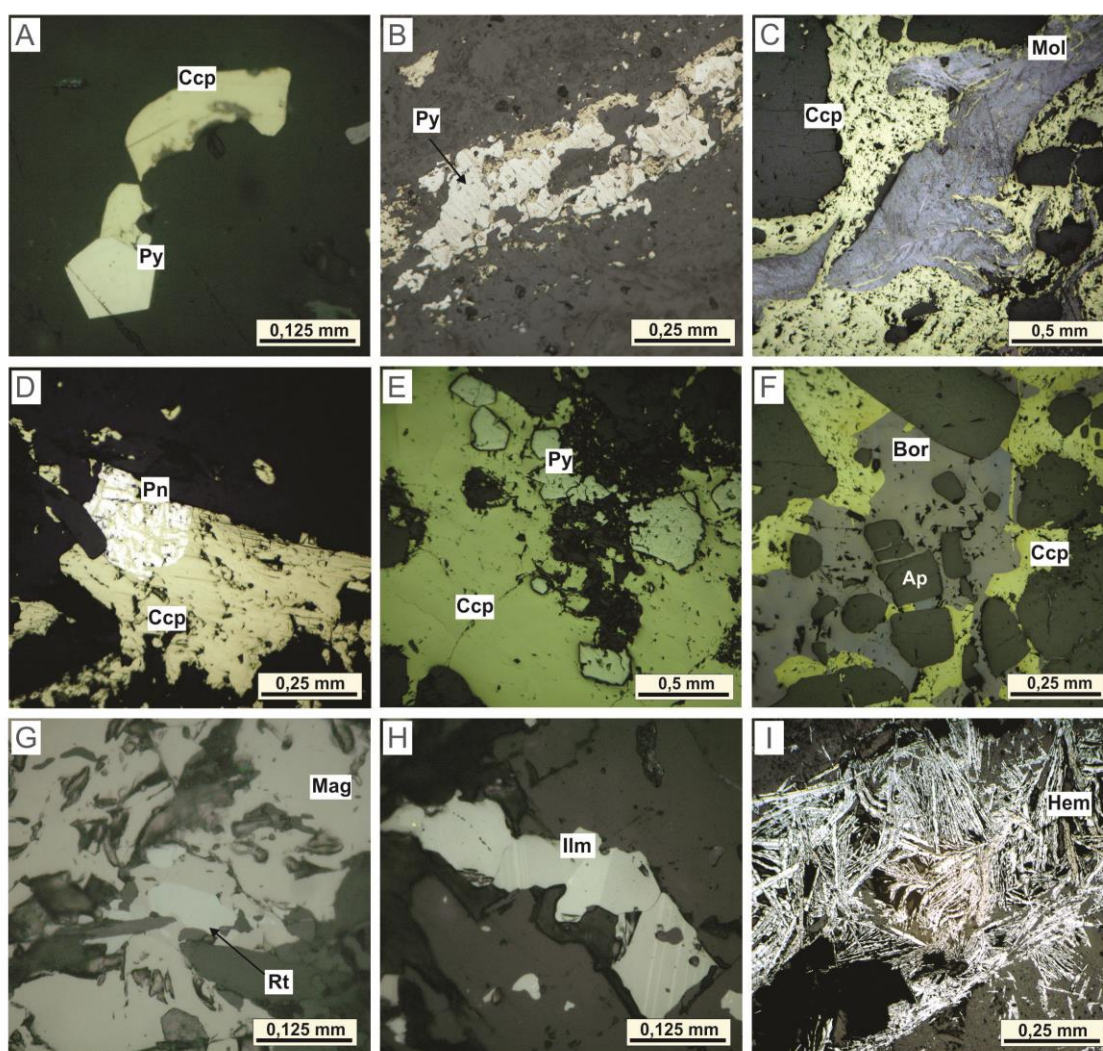
informally referred as biotite schists (Figure 4E). The corresponding alteration assemblages also include quartz, allanite, magnetite, chalcopyrite and molybdenite. Then it followed the precipitation of abundant sulphides (chalcopyrite >> bornite), while a new sodic-calcic alteration was set forth in the outer zones, with albite, epidote, chlorite, calcite and minor fluorite filling fracture-controlled veins and veinlets (Figure 4H, I). The hydrothermal history ended with a calcic-magnesian alteration characterized by the precipitation of chlorite, calcite and local gypsum or hematite in veinlets and/or breccias (Figure 5I).



Ab = albite; Act = actinolite; Bt = biotite; Cal = calcite; Ccp = chalcopyrite; Chl = chlorite; Ep = epidote; Mag = magnetite; Mg-Hbl = Mg-Hornblende; Mgs = magnesite; Pl = plagioclase; Qz = quartz; Scp = scapolite; Tlc = talc; Tur = tourmaline.

Figure 4. Photomicrographs of common alteration assemblages at the Visconde deposit. A) Chessboard albite in the Serra Dourada granite rocks; B) Mg-hornblende replaced by actinolite in potassically altered diorite; C) Primary minerals of the metadacites replaced by tourmaline; D) Biotitization of the Serra Dourada granite; E) Gabbro/diorite affected by mylonitization and replaced by scapolite and biotite; F) Mylonitized ultramafic rock with talc, magnesite and magnetite; G) Aggregate of scapolite crosscut by quartz vein; H) Chessboard albite and chlorite in a late vein; and I) Calcite-epidote vein in metadacite.

The ore occur as tectonic breccias, veins, veinlets and disseminations (Figure 5A, B). The breccias form bodies that cut the potassic alteration zones (Figure 5C, D, E, F). They consist of clasts of hydrothermal altered rocks immersed in a matrix of sulphides (locally over 60%), chiefly chalcopyrite, together with minor bornite, pyrite, chalcocite, covellite and digenite. In veins and veinlets, the sulphides co-precipitated with sodic-calcic minerals. Paragenetic associations in the Visconde deposits are presented in Figure 6.



Ap = apatite; Bor = bornite; Ccp = chalcopyrite; Hem = hematite; Ilm = Ilmenite; Mag = magnetite; Mol = molybdenite; Pn = pentlandite; Py = pyrite; Rt = rutile.

Figure 5. Textural features of the main sulphides and oxides at the Visconde deposit. A) Chalcopyrite and pyrite disseminations; B) Chalcopyrite and pyrite along a mylonitic foliation plane; C) Breccia molybdenite replaced by chalcopyrite; D) Early pentlandite crystal replaced by chalcopyrite; E) Pyrite clasts cemented by matrix breccia chalcopyrite; F) Breccia with chalcopyrite- and bornite-rich matrix, besides apatite clasts; G) magnetite crystal with rutile inclusions; H) Disseminated ilmenite close to a magnetite body; and I) Needlelike hematite in a late vein.

Hydrothermal Fluids

The paragenetic association of sulphides, oxides and gangue minerals lends a Cu-Au-Fe-Ni-LREE-B-P-Co signature for the ore and indicates that the mineralizing fluids were capable of carrying a wide variety of metals and ligands. Data from fluid inclusions trapped in hydrothermal quartz, scapolite, apatite and calcite (Craveiro 2011) allowed to recognize three distinct aqueous fluids that have been approached by the following chemical systems: $H_2O-NaCl-CaCl_2 \pm MgCl_2$ (fluid 1), $H_2O-NaCl-FeCl_2 \pm MgCl_2$ (fluid 2) and $H_2O-NaCl \pm KCl$ (fluid 3). Fluid 1 was primarily responsible for the wall-rock alteration and shows salinities between 25 and 58 wt. % equiv. NaCl and the highest temperatures, reaching 480°C. In addition to NaCl, $CaCl_2$ and $MgCl_2$, KCl should have been an important component especially in the solutions responsible for the potassic alteration. As the temperature dropped to around 350°C fluid 1 mixed with superficial water, resulting in dilution, the likely process that accounted for the sulphide precipitation during the main stage of mineralization. Only found in secondary inclusions, fluids 2 and 3 circulated subsequently to the copper-gold mineralizing event.

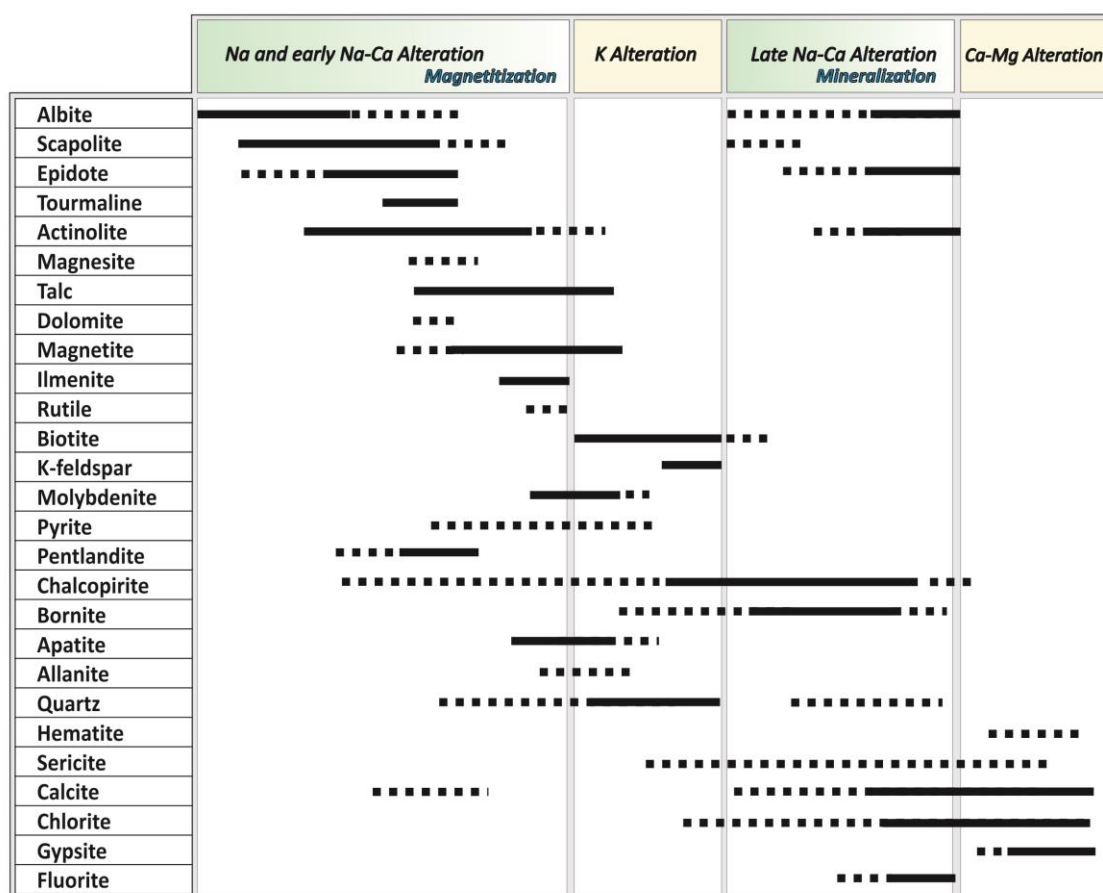


Figure 6. Mineral paragenetic sequence of altered and mineralized rocks from the Visconde deposit.

Geochronology

Pb evaporation on zircon monocrystals

The sample selected for dating the Visconde granite was medium-grained, isotropic and devoid of fractures, and located at point P2-A (Figure 2). Eighteen zircon crystals were chosen for analysis. They were colorless, euhedral to subhedral and elongated, some containing dark inclusions and/or microfractures (Figure 7). The isotopic results are presented in Table 1. Six crystals provided too low Pb signal to allow $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios to be measured. Data from crystals and temperature steps with values of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 2500$ were discarded. Five grains yielded comparatively younger ages, probably as a result of radiogenic Pb loss and, hence, were not considered in the age calculations. At the end of the scrutiny, only five crystals provided reliable data yielding a mean value of 2746 ± 7 Ma (MSWD= 4.9), which was regarded as the crystallization age of the granite (Figure 7).

Table 1. Pb isotopic ratios obtained on zircon crystals from the Visconde granite. (*: discarded steps; c: corrected from common lead).

Zircon	T(°C)	Ratios	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Step age	2σ	Grain age	2σ
AR02/1	1500	20/20	34483	0,16706	0,00133	0,19062	0,00038	2748	3		
	1550	40/40	58824	0,18825	0,00052	0,19057	0,00056	2747	5	2748	3
AR02/3	*1500	0/32	40000	0,18134	0,00083	0,18805	0,0004	2726	4		
	1550	34/34	47619	0,18043	0,00042	0,19036	0,00032	2746	3	2746	3
AR02/7	*1450	0/36	11364	0,17523	0,00049	0,18906	0,00035	2734	3		
	1500	26/26	10000	0,17736	0,00194	0,18973	0,00086	2740	7	2740	7
AR02/14	*1500	0/34	19608	0,15891	0,00156	0,18839	0,00064	2729	6		
	1550	14/14	10638	0,15657	0,00116	0,18977	0,00043	2741	4	2741	4
AR02/15	*1500	0/8	18519	0,17165	0,00049	0,18786	0,00065	2724	6		
	1550	32/32	58824	0,17698	0,00059	0,18972	0,0003	2740	3	2740	3
Mean age =									2746	7	

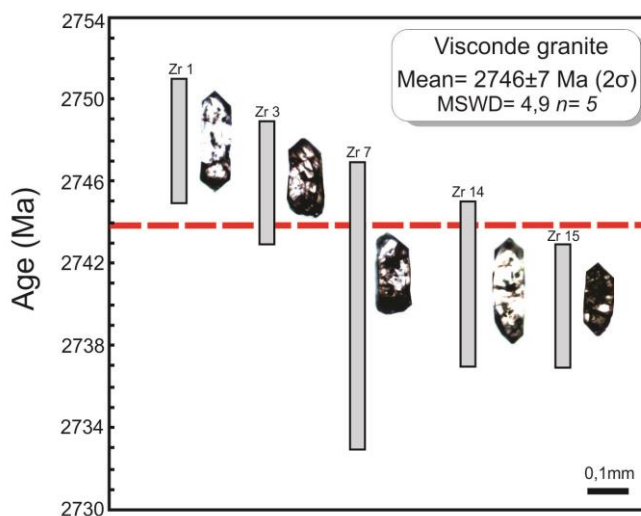


Figure 7. Single zircon Pb-evaporation age diagram for the Visconde granite. The vertical bars represent the errors for each zircon grain and the horizontal dashed red line corresponds to the weighted average crystallization age.

Pb-Pb in sulfides

In order to determine the age of the mineralization and/or subsequent events that may have affected the ore bodies of the Visconde deposit, seven samples of chalcopyrite representing the main stage of mineralization were selected for Pb-Pb analysis. Three samples are from the sulphide-rich breccias and four from mono-mineral or multi-mineral veins. The Pb isotopic results are shown in Table 2.

The analyses revealed the samples to be very radiogenic. For total digestion, the ranges of the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are, respectively, 57.60-256.66, 24.90- 61.92 and 56.17-270.98, while for leaching these ratios record values of 32.45 to 291.78, 18.21 to 66.00 and 46.26 to 87.81, respectively. On a $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram this data set showed large spreading, yielding an isochronic age of 2736 ± 100 Ma with MSWD= 6131 (Figure 8A). A similar age (2729 ± 150 Ma; MSWD= 3115) was obtained using only the data for the samples submitted to total digestion (Figure 8B).

Of the leached samples (Figure 8C, D, E, F), two provided ages also around 2.7 Ga (F36-28mA and F36-28mB), but with errors even higher. Two others (10-50 and 12-37) provided older ages of ~ 3.1 Ga, which are different from those available for the Carajás deposits, suggesting that the samples may have incorporated radiogenic Pb from varied older sources at the time of crystallization. This assumption is also supported by the scattering of the Pb isotopic data on a thorogenic diagram. The radiogenic isotopic compositions of the samples preclude to determine model age according to the Pb

evolution curves (Stacey and Kramer 1975; Doe and Zartmann, 1979), or to infer sources and environments.

Table 2. Pb isotope ratios chalcopyrite samples from the Visconde deposit (2σ = analytical error).

Sample	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
Leaching						
12-37 L1	55,27	0,13	22,33	0,06	46,26	0,11
12-37 L2	79,82	0,52	28,06	0,18	56,72	0,38
12-37 L3	65,20	0,75	24,92	0,28	58,22	0,66
12-37 L4	75,37	0,99	27,63	0,35	60,80	0,77
12-37 L5	105,40	0,12	36,29	0,04	69,32	0,08
12-37 L6	43,04	0,52	21,33	0,29	47,71	0,58
F36-28a L1	172,81	1,25	42,61	0,31	60,18	0,43
F36-28a L2	291,78	1,25	66,00	0,28	87,81	0,37
F36-28a L3	105,10	4,19	30,82	1,22	55,84	2,25
F36-28a L4	93,99	6,29	27,95	1,93	49,53	3,45
F36-28a L5	142,84	0,49	44,17	0,15	55,64	0,18
F36-28a L6	78,14	0,64	28,74	0,23	50,07	0,41
F36-28b L1	111,35	6,33	30,652	1,74	49,14	2,82
F36-28b L2	138,54	0,251	43,69	0,09	54,73	0,12
F36-28b L3	138,92	5,724	39,32	1,70	59,41	2,59
F36-28b L4	144,94	0,156	44,63	0,07	56,05	0,12
F36-28b L5	177,09	1,361	45,51	0,36	65,94	0,53
F36-28b L6	278,87	4,795	63,46	1,06	82,98	1,43
10-50 L1	32,48	0,24	18,21	0,14	47,17	0,37
10-50 L2	41,41	0,18	20,67	0,08	53,69	0,22
10-50 L3	44,99	0,72	21,16	0,38	55,14	0,99
10-50 L4	46,60	0,22	21,83	0,10	57,42	0,26
10-50 L5	56,76	0,33	23,63	0,18	60,82	0,46
10-50 L6	61,02	0,13	25,36	0,07	65,57	0,18
Total digestion						
10-50 D	57,60	0,12	24,90	0,06	64,81	0,19
5-32 D	85,70	0,02	29,39	0,01	89,15	0,04
12-37 D	89,51	0,76	32,36	0,26	64,56	0,57
F36-28 D	122,65	0,48	38,48	0,15	119,22	0,50
F36-171 D	137,53	0,18	41,07	0,06	56,17	0,08
F36-25 D	184,12	0,39	50,35	0,12	112,83	0,27
14-37 D	256,69	1,32	61,92	0,33	270,95	1,55

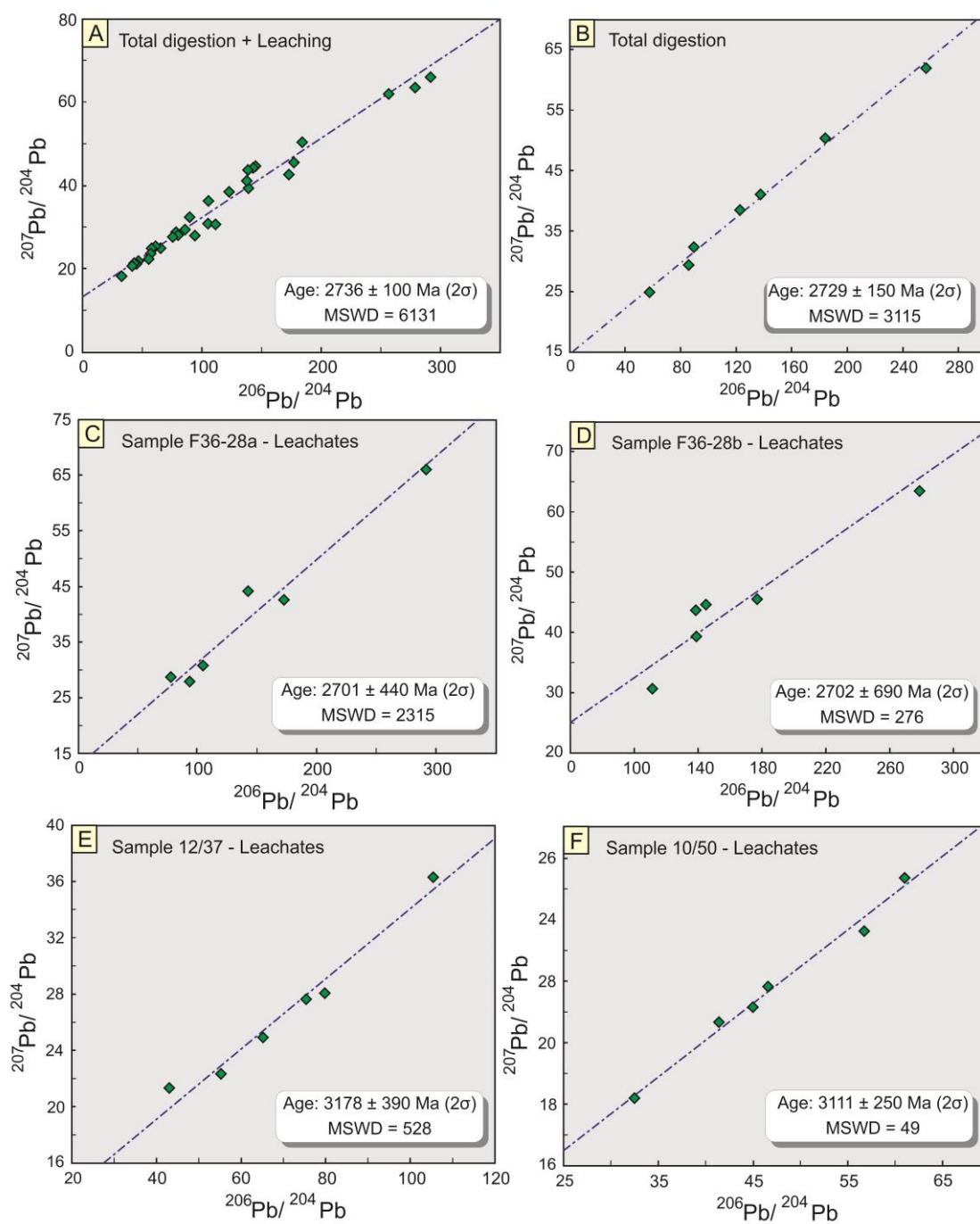


Figure 8. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams for chalcopyrite from the Visconde deposit. A) – All data (digestion and leaching); B – Total digestion; C, D, E and F – Leachates of the samples F36-28a, F36-28b, 12-37 and 10-50, respectively. Analytical error = 2σ .

Isotope Geochemistry

Oxygen isotopes

$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ data from hydrothermal minerals representative of the different alteration stages recorded in the Visconde deposit are summarized in Table 3. The measured $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ values in the silicates vary between +2.3 and +11.6‰, although for each mineral this range is narrow. The highest difference refers to chlorite, though it does not reach 3‰. For magnetite, the values vary from -1.3 to +0.5‰.

The formation temperatures of some mineral pairs (Table 4) were calculated based on oxygen isotope fractionation factors (Wenner and Taylor 1971; Bottinga and Javoy 1973; Matsuhisa *et al.* 1979; Zheng 1993). Mineral pairs were selected after careful petrographic examination to assure equilibrium condition and, as best as possible, refractoriness to the subsequent alteration stages. The actinolite-magnetite pair from the early aggregates provided the highest temperatures ($410\pm 21^\circ\text{C}$), but below the temperature of 470°C obtained by fluid inclusion microthermometry in scapolite crystals that precipitated during the early sodic-calcic alteration (Craveiro 2011). A tourmaline-quartz pair from a vein formed during this same alteration stage, yielded temperature of 355°C , whereas the albite-epidote pair from a later vein, coeval with the main sulphide deposition, recorded a lower temperature of $237\pm 3^\circ\text{C}$.

Hydrogen Isotopes

$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$ data measured in hydroxyl-bearing silicates (actinolite, biotite, epidote and chlorite) are presented in Table 3. Values for actinolite (early sodic-calcic alteration) range from -47 to -61‰ and coincide partly with those for the biotite from the potassic zones (-54 to -66‰). Chlorite and epidote (later stages) provided values from -63 to -66‰ and from -18 to -49‰, respectively. Except for epidote, the $\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$ results for the other minerals are mostly overlapping.

Isotopic composition of the hydrothermal fluids

The temperatures calculated for each alteration stage were used to estimate the hydrogen and oxygen isotopic composition of the fluids (Table 3). To do so, the fractionation factors for actinolite- H_2O , magnetite- H_2O , quartz- H_2O , tourmaline- H_2O , biotite- H_2O , epidote- H_2O , albite- H_2O and chlorite- H_2O were employed (Wenner and Taylor 1971; Bottinga and Javoy 1973; Suzuoki and Epstein 1976; Matsuhisa *et al.* 1979; Graham *et al.* 1980; Graham *et al.* 1984; Zheng 1991, 1993).

Table 3. Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ and $\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$) of silicate minerals, magnetite and fluid of the Visconde deposit (Values in ‰).

Sample	Description	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{min}}$	T(°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta\text{D}_{\text{min}}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$
19/43	Actinolite	Act	+6.7	410 ± 21	+ 7.9 ± 0.1		
5/43	Magnetite	Act	+6.8	410 ± 21	+ 8.0 ± 0.1		
13/43	Actinolite	Act	+8.2	410 ± 21	+ 9.4 ± 0.1	-49	-20
5/32	Actinolite	Act	+6.3	410 ± 21	+ 7.5 ± 0.2	-54	-25
F36-25m	Actinolite	Act	+5.8	410 ± 21	+ 7.0 ± 0.2	-61	-32
6/43	Actinolite	Act	+6.2	410 ± 21	+ 7.4 ± 0.1	-61	-18
5/43	Actinolite	Mag	-0.1	410 ± 21	+ 6.7 ± 0.2		
13/43	Actinolite	Mag	-1.0	410 ± 21	+ 5.8 ± 0.2		
F36-171	Magnetite	Mag	+0.5	410 ± 21	+ 7.4 ± 0.2		
F36-224	Magnetite	Mag	-1.3	410 ± 21	+ 5.6 ± 0.2		
P2-2	Qz ± ccp veinlet	Qz	+10.4	355	+ 5.3		
13/32	Early qz + tur vein	Qz	+10.1	355	+ 5.0		
15/32	Early qz + tur vein	Qz	+9.3	355	+ 4.2		
19/43	Early qz vein	Qz	+9.9	355	+ 4.7		
23,5/93	Early qz vein	Qz	+9.8	355	+ 4.6		
10/50	Clasts of tur ccp-matrix breccia	Tur	+5.0	355	+ 3.3		
15/32	Early qz + tur vein	Tur	+7.3	355	+ 5.6		
10/39	Macrocrystals of tur	Tur	+7.4	355	+ 5.7		
13/32	Early qz + tur vein	Tur	+7.1	355	+ 5.4		
10/39	Bt along mylonitic foliation	Bt	+4.9	355	+6.7	-57	-3
5/32	Interstitial Bt in actinolite	Bt	+5.2	355	+6.9	-66	-12
19/43	Interstitial Bt in actinolite	Bt	+5.1	355	+6.9	-66	-4
24/37	Granite altered by bt	Bt	+3.0	355	+4.8		
23.5/43	Bt along mylonitic foliation	Bt	+5.4	355	+7.2	-58	-12
16/37	Late ep + ab vein	Ep	+3.5	229 ± 11	+ 0.7 ± 0.3	-49	- 26 ± 4
F36-244	Late ep + ab + mag vein	Ep	+4.5	229 ± 11	+ 1.7 ± 0.3	-18	+ 6 ± 4
27/32	Late ep+cal+ab+ccp vein	Ep	+4.0	229 ± 11	+ 1.3 ± 0.3	-29	- 5 ± 4
23/37	Late ep vein	Ep	+3.6	229 ± 11	+ 0.8 ± 0.4	-31	- 8 ± 5
F36-244	Late chl vein	Chl	+4.1	229 ± 11	+ 2.6 ± 0.3	-66	- 28
23/37	Late chl vein	Chl	+2.3	229 ± 11	+ 0.9 ± 0.2	-66	- 27 ± 1
16/37	Late chl veinlets	Chl	+3.9	229 ± 11	+ 2.4 ± 0.2	-63	- 24 ± 1
24/32	Late chl vein	Chl	+5.1	229 ± 11	+ 3.7 ± 0.2		
27/32	Late chl vein	Chl	+4.0	229 ± 11	+ 2.6 ± 0.2		
23/37	Late ab + ep + ccp vein	Ab	+6.0	229 ± 11	- 1.3 ± 0.4		
F36/244	Late ep+cal+ab+ccp vein	Ab	+6.9	229 ± 11	- 0.4 ± 0.4		
16/37	Late ab + ep vein	Ab	+11.6	229 ± 11	+ 4.4 ± 0.4		

Ab= albite; Act= actinolite; Bt= biotite; Cal= calcite; Chl= chlorite; Ep= epidote; Mag= magnetite; Tur= tourmaline; Qz= quartz.

For the early sodic-calcic alteration (actinolite and magnetite), which recorded temperatures of $410\pm 21^\circ\text{C}$, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values fall in the ranges $+5.6\pm 0.2$ to $+9.4\pm 0.1\text{‰}$ and -32 to -18‰ , respectively. Smaller $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values ($+3.3$ to $+5.7\text{‰}$) were obtained for the fluids in equilibrium with tourmaline and quartz (at 355°C). The biotite formation temperature is uncertain. Despite it, the fluid isotopic composition was also calculated at 356°C since, within the paragenetic sequence, it is the closest temperature suggested by the appearance of this mica. Thus, fluids related to the potassic alteration show $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values between $+4.8$ and $+7.2\text{‰}$, and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values spreading over the -12 to -3‰ interval. At the final alteration stages, the temperature was around $229\pm 11^\circ\text{C}$ and the fluids became ^{18}O -depleted ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = -1.3\pm 0.4$ to $+4.4\pm 0.4\text{‰}$), but highly variable in $\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$ (-28 to -24‰ for chlorite and -26 to $+5\text{‰}$ for epidote).

Table 4. Formation temperatures of hydrothermal minerals from the Visconde deposit. Isotopic calculations are based on the fractionation factors of Bottinga and Javoy (1973), Zheng (1991, 1993), Matsuhisa *et al.* (1979), Wenner and Taylor (1971).

Alteration stage	Alteration type	Temperature
Regional early sodic alteration	Pervasive albitization ^a	470°C
Early sodic-calcic alteration	Actinolite	Act-mag pair (431°C)
		Act-mag pair (389°C)
		Mean ($410\pm 21^\circ\text{C}$)
	Silicification	Qz-tur pair (355°C)
Mineralization	Chloritization ^b	$275\pm 10^\circ\text{C}$
Late sodic-calcic alteration	Late vein and veinlets	Ab-ep pair (240°C)
		Ab-ep pair (233°C)
		Ab-cl pair (218°C)
		Mean ($229\pm 11^\circ\text{C}$)

^a fluid inclusion data in scapolite (Craveiro 2011)

^b chlorite geothermometer (Craveiro *et al.* 2012)

Sulfur isotopes

Sulphur isotope compositions ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) were determined in chalcopyrite and bornite samples (Table 5). The results show narrow variation ($+0.5$ to $+3.4\text{‰}$), the higher values tending to be recorded in late vein and breccia sulphides. Disseminated and early vein sulphides reveal compositions closer to the standard values ($+0.5$ to $+1.5\text{‰}$). Additionally, one sample (cpy 24-32) presents a negative value (-1.2‰).

Table 5. Sulphur isotope composition ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) of sulphides from the Visconde deposit (Values in ‰).

Amostra	Descrição	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{min}}$ (‰)
10/52	Ccp vein along mylonitic foliation in metadacyte	Ccp	+ 1.5
2/35	Disseminated ccp in gabbro	Ccp	+ 0.9
5/32	Qz vein in gabbro	Ccp	+ 2.2
F36-25	Early ccp vein in actinolite	Ccp	+ 0.5
11/39	Bor vein in gabbro	Bn	+ 2.6
24/32	Late ccp + bor + ep + ab vein in metadacyte	Bn	+ 3.3
24/32	Late ccp + bor + ep + ab vein in metadacyte	Ccp	- 1.2
14/37	Late ccp e chl vein in granite	Ccp	+ 2.9
23/37	Ccp-matrix breccia in metadacyte	Ccp	+ 2.8
12/37	Ccp-matrix breccia in gabbro	Ccp	+ 3.4
10/50	Ccp-matrix breccia in gabbro	Ccp	+ 2.2
23.5/43	Bor-matrix breccia in gabbro	Bn	+ 2.5

Ab= albite; Act= actinolite; Bn= bornite; Ccp= chalcopyrite; Chl= chlorite; Ep= epidote; Tur= tourmaline; Qz= quartz.

Discussions

Age of the Visconde granite

The age of 2746 ± 7 Ma, obtained for the Visconde granite, is similar to those of other granitoids emplaced into rocks of both the Transition and Carajás domains, such as the Serra do Rabo intrusion, and the Planalto and Plaquê suites. The correlation of that granitic body with the Plaquê Suite is unlikely owing to their remarkable mineralogical and petrographic differences Macambira *et al.* 1996; Avelar *et al.* 1999. Pb-Pb zircon dating of several intrusions that have been correlated to the Planalto Suite yielded ages from 2747 ± 2 Ma (Huhn *et al.* 1999) to ~ 2730 Ma (Sardinha *et al.* 2004; Feio *et al.* 2012), the former identical to the age here obtained. A similar age (2743 ± 1.6 Ma) was also determined for the Serra do Rabo granite (U-Pb in zircon; Sardinha *et al.* 2006). Although mapped as a different stratigraphic unit, this intrusion resembles mineralogically and texturally the Planalto Suite stocks. Recently, younger ages (2729 ± 17 Ma, 2710 ± 10 Ma and 2706 ± 5 Ma) were obtained for a few Planalto granitoids by the U-Pb LA-ICPMS technique (Feio *et al.* 2012). Considering the petrographic similarities and that the value of 2746 ± 7 Ma lies within the range of ages attributed to the crystallization of the Planalto Suite, the Visconde granite is here interpreted as part of this suite, in agreement with what was previously suggested on the basis of petrographic features (Feio *et al.* 2012; Craveiro *et al.* 2012). Moreover, as it is

non-mineralized, the value of 2746 ± 7 Ma constrains the minimum age of the Cu-Au mineralizing event.

Unlike most Planalto bodies, the Visconde granite is neither deformed nor affected by the early sodic metasomatism, which is well documented in other rock units of the deposit area. This implies that it could represent a later pulse of the Planalto granitogenesis or that it was not disturbed by the shearing event recorded in the area. The geochronological data, however, seem to favor the latter alternative, since the value of 2746 ± 7 Ma is one of the oldest ages so far obtained for the Planalto Suite. As such, it would be difficult to assume the Visconde granite as a late intrusion of this suite.

Mineralization event

Pb-Pb dating of the Visconde ore yielded ages from 2736 to 2701 Ma (Figure 8), which, despite the large errors, are coherent with the geology of area and compatible with the Archean age of the main Carajás Cu-Au mineralization. In fact, similar ages were obtained for the Cristalino deposit (2716 ± 36 Ma, Pb-Pb in pyrite, Soares *et al.* 2001) and for the Sequeirinho orebody of the Sossego mine (2712 ± 4.7 Ma, U-Pb in monazite, Moreto *et al.* 2013). In principle, these ages indicate a Neoproterozoic mineralization event, but they should be evaluated in the light of other geological events recorded in the Transition domain.

In IOCG provinces, it is of particular interest to assess the genetic relationship between mineralization and magmatic activity (e.g. Candelaria in Chile, Olympic Dam in Australia; Mathur *et al.*, 2002; Bastravok *et al.*, 2007). Available geochronological data for the Carajás Cu-Au deposits, based on different systematics (Pb-Pb, U-Pb, and Re-Os), have indicated three main mineralization ages, coincident with the regional magmatic events that occurred at 2.76 Ga, ~ 2.5 Ga and 1.88 Ga. The first one refers to the formation of the Estrela Granitic Complex, Planalto Suite and Itacaiunas Supergroup (Soares *et al.* 2001; Galarza *et al.* 2008), the second event is represented by the Velho Salobo and Itacaiunas granitic stocks (Réquia *et al.* 2003; Tallarico *et al.* 2005), and the third one by the anorogenic A-type granitic plutonism.

As the Visconde deposit is spatially associated with intrusive bodies, it could be related to either the magmatic event that generated the 2.86 Ga Serra Dourada Granite or the 2.74-2.70 Ga syn-kinematic alkaline granites. In the first case, the age difference of more than 100 Ma could be most likely due to Pb loss. Given that the Itacaiunas Supergroup rocks present elsewhere essentially the same alteration types as the Serra Dourada granites, the alteration process was necessarily no later than 2.76 Ga. This finding makes it difficult to establish a genetic link between the Visconde mineralization and the Serra Dourada granites, but, on the other hand, strengthens this link with the Planalto intrusions. Moreover, the time interval in which the Planalto suite was formed not only includes the age of the mineralization obtained here, but also marks a tectonically active period in the Carajás Province. Similarly to the Sossego deposit

(Villas *et al.* 2005; Monteiro *et al.* 2008), the altered zones in the Visconde deposit display textures indicative that the hydrothermal system developed under a ductile to brittle structural regime. Hence, it is possible that both the emplacement of the Planalto granitic rocks and the Visconde hydrothermal alteration took place at different times of the same tectonic cycle.

Moreover, the occurrence of the 1.88 b.y. old Rio Branco granite (Santos *et al.* 2013) at about 15 km from Visconde deposit does not recommend ruling out *a priori* a genetic link with the Proterozoic anorogenic granitogenesis. However, differently to that was observed for the Sossego and Alvo 118 deposits (Tallarico 2003; Neves *et al.* 2006; Moreto *et al.* 2013), no isotopic evidence has been detected as to indicate that the Visconde Pb-Pb system was affected at that time, and the influence of a Paleoproterozoic event is very unlikely.

Sources of the hydrothermal fluids and metals

The types and stages of the hydrothermal alteration present in Visconde deposit are similar to those commonly described for the IOCG category (Hitzman *et al.* 1992; Williams *et al.* 2005) and reproduce fairly well what is observed in other Cu-Au deposits of Carajás, as Bacaba, Castanha, Alvo 118, Cristalino and Sossego (Huhn *et al.* 1999; Villas *et al.*, 2004; Monteiro *et al.* 2008; Moreto *et al.*, 2011; Torresi *et al.* 2011).

Temperatures calculated using the oxygen isotope composition of different mineral pairs (this paper) indicate that the Visconde hydrothermal system involved hot fluids at the earlier stages (410°C) and cooler fluids at the later stages (~240°C). Concomitantly, there was a decrease in fluid salinity as supported by fluid inclusion studies, which, together with chlorite geothermometry data, corroborate that thermal evolution (Craveiro 2011; Craveiro *et al.* 2012). Likewise, there was progressive ¹⁸O depletion in the fluid (Figure 9).

During the early sodic-calcic alteration, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values were higher (+3.3 to +9.4±0.1‰ at 410°–355°C). Magnetite, in particular, precipitated from a fluid with a more restricted range of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (+5.6±0.2 to +7.4±0.2‰ at 410±21°C). In the potassic stage, coincident with the development of local ductile shear zones, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values were slightly less than those of the previous stages (+4.8 to +7.2‰ at 355°C).

All these ranges are consistent with magmatic sources (Taylor 1997) especially with regard to the fluids responsible for the early alteration types. The later stages (sodic-calcic and calcic-magnesian alterations), typically formed in veins outside the mineralized breccias, are related to fluids with temperatures of 229±11°C and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values between -1.3±0.4 and +4.4±0.4‰, suggesting the involvement of meteoric water.

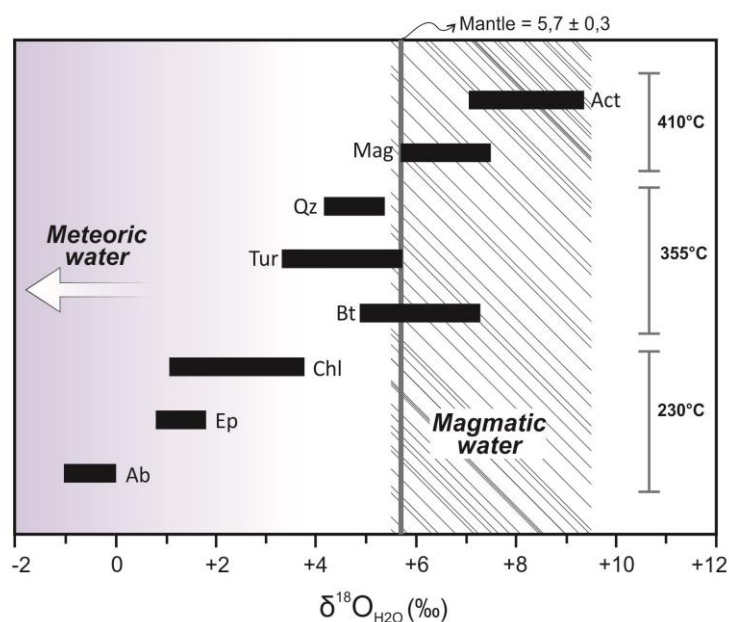


Figure 9. Range of oxygen isotope composition of the fluids (black bars) that accounted for the alteration and mineralization in the Visconde deposit. The vertical lines, on the right, represent the temperatures used in the calculations for a given set of minerals. Magmatic and meteoric water fields are from Taylor (1997). *Ab*=albite; *Act*=actinolite; *Bt*=biotite; *Chl*=chlorite; *Ep*=epidote; *Mag*=magnetite; *Qz*=quartz; *Tur*=tourmaline.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values for fluids related to the sodic-calcic and potassic alteration zones plot in the metamorphic water field, very close to the magmatic field. Some actinolite are within the magmatic field whereas those corresponding to the later alteration zones fall outside this field and tend to approach the meteoric water line (Figure 10). A metamorphic signature is plausible since a regional metamorphic event lasting from 2.76 Ga to 2.73 Ga (Machado *et al.* 1991; Pinheiro and Holdsworth 2000) is recorded in both the Transition and Carajás domains. This event is related to the inversion of the Carajás basin where the rocks reached conditions from the greenschist to high amphibolite facies.

The partial overlap of the metamorphic and formation water fields (Figure 10) suggests that the transpressive deformation regime not only trigger devolatilization reactions, producing metamorphic fluids, but also caused the expulsion of the water trapped in the pores of the basin rocks as well as its migration through regional deep faults and/or fractures. According to Taylor (1997), formation water does not have a characteristic oxygen and hydrogen isotope signature, because is dominantly surface water trapped within the sediment interstices that, during the residence time, experienced salinity increase and compositional changes. This hypothesis is attractive because it could explain the high salinities recorded in the Visconde hydrothermal fluids and in other Carajás IOCG deposits (Villas *et al.* 2006; Craveiro 2011; Torresi *et al.* 2011). It is also consistent with B isotope and Cl/Br and Na/Cl ratios, which have

indicated the interaction of fluids with evaporite beds in some of those deposits (Xavier *et al.* 2008, 2010). Furthermore, in the Sossego deposit, formation waters have been evocated to explain the $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of the early fluids (Monteiro *et al.* 2008).

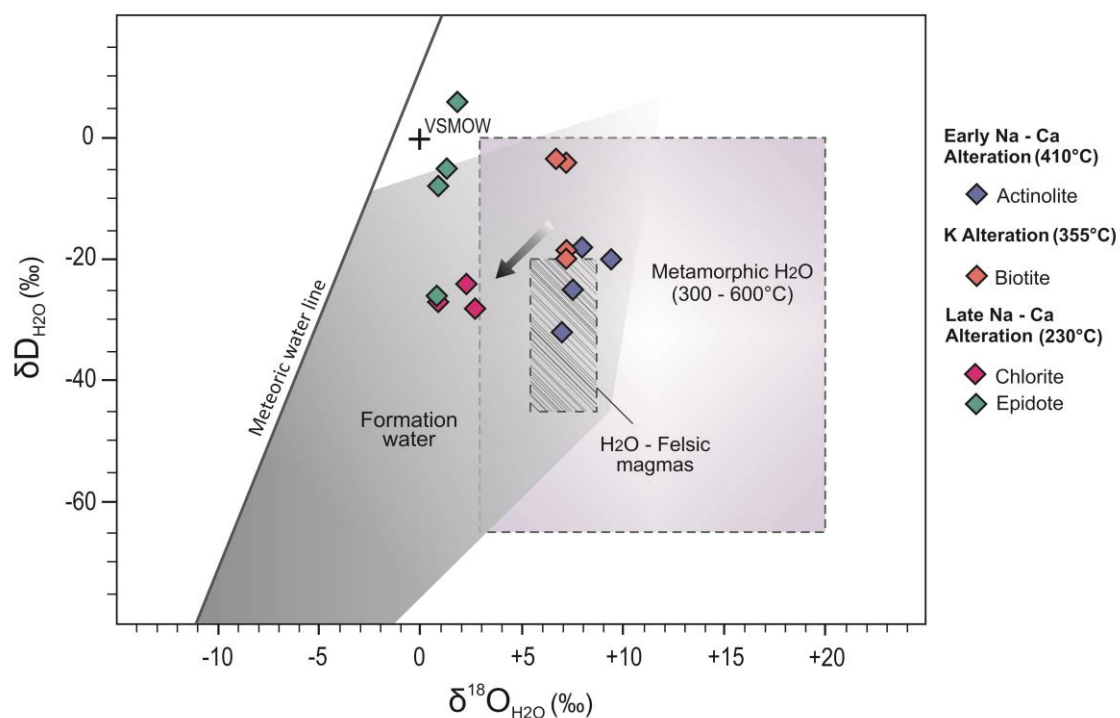


Figure 10. Oxygen and hydrogen isotope composition of fluids responsible for the alteration and mineralization in the Visconde deposit. Next to each alteration type (in parentheses) are the temperatures used in the calculations. Metamorphic, magmatic, and formation water fields are from Sheppard (1986), Taylor (1992) and Taylor (1997), respectively.

A few minerals provided $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values characteristic of water dissolved in felsic magmas which did not undergo boiling (Taylor 1992). These values may indicate the involvement of magmatic fluids in Visconde hydrothermal system, especially in the early stages. Not incidentally, several authors defend a magmatic origin for the IOCG mineralizing fluids (e.g. Pollard 2001; Groves *et al.* 2010) and for the Visconde deposit it is an acceptable hypothesis, since there are obvious spatial relationship between ore and intrusive bodies (Planalto Suite granites and gabbro-diorites). In addition, fluid inclusion study performed in that deposit (Craveiro 2011) showed no evidence of fluid boiling. Thus, mixing of metamorphic or connate waters with magmatic fluids is a feasible interpretation and, in this case, those intrusive rocks could be the most likely sources.

Assuming the hypothesis of mixing, the fluid composition changed from the sodic-calcic (actinolite) to the potassic (biotite) stage, moving away from the magmatic field on account of the greater contribution of basinal water to the solutions that

precipitated that mica. From biotitization to chloritization, the δD_{H_2O} and $\delta^{18}O_{H_2O}$ values varied significantly with its progressive depletion in ^{18}O and D indicating mixing with meteoric waters (Figure 10). The later alteration stages seem to have been dominated by meteoric water whose influx was largely favored by the brittle regime that then prevailed. As the mineralization was contemporaneous with the later hydrothermal stages, dilution and decreasing temperature should have been the main factors causing abundant sulphide precipitation. Epidote isotope values are fairly distinct and tend to approach that of the VSMOW (Figure 7). However, this trend may be apparent and basically dictated by the δD_{H_2O} values, possibly owing to isotopic disequilibrium or re-equilibrium as epidote is extremely susceptible to D fractionation (Dilles *et al.* 1992).

So far, only the volcano-sedimentary sequences of the Carajás basin and Neoarchean intrusive bodies have been indicated as the most likely sources for fluids and metals. Pb-Pb data, however, yielded an age of about 3.1 Ga for the breccia chalcopyrite implying that radiogenic Pb might have been extracted from the basement units, such as the Bacaba Tonalite and the Pium Complex (~3.0 Ga, Moreto *et al.* 2011; Pidgeon *et al.* 2000). Likewise, other components could have been incorporated into the fluids from these same sources.

The narrow $\delta^{34}S_{CDT}$ variation (Figure 11) with values close to the standard indicates a homogeneous source for sulphur and allows inferring that the fluid was reducing, otherwise the fractionation between oxidized and reduced sulphur species would have resulted in sulphides with dominantly negative $\delta^{34}S$ values. Indeed, the absence of oxides in equilibrium with the sulphide phases in the Visconde deposit indicates a low O_2 fugacity fluid, hindering the fractionation of S. Most likely, the precipitation of magnetite previously to the sulphide may have contributed to the reduced character of the fluid. Under these conditions, it is expected the range of $\delta^{34}S_{CDT}$ values to closely represent that of the fluid (Ohmoto and Goldhaber 1997). The Visconde sulphur isotope composition is partly consistent with the mantle sources ($\delta^{34}S = 0 \pm 1\%$, Eldridge *et al.* 1991) and compatible with the interval commonly attributed to sulphur from magmatic reservoirs ($\delta^{34}S = 0 \pm 5\%$, Ohmoto and Goldhaber 1997).

Sulphide precipitation occurred practically along all alteration stages, but it was more significant after the intense biotitization of the rocks and contemporaneous with the calcic-magnesian alteration. Thus, fluids transported S species since the very beginning of the Visconde hydrothermal history. These species probably were solubilized from magmatic sulphides present in the metavolcanic rocks from the Carajás basin or ultramafic rocks and granitic intrusions from the Transition domain, or both. On the other hand, the less oxidizing conditions of the Archean may not have precluded the extraction of some sulphur from evaporitic sequences. The $\delta^{34}S_{SO_4^{2-}}$ values in these reservoirs vary from ≈ 2 to 5% , between ≈ 3.5 Ga and ≈ 2.7 Ga (Ohmoto and Goldhaber, 1997), being compatible with the values obtained in this work.

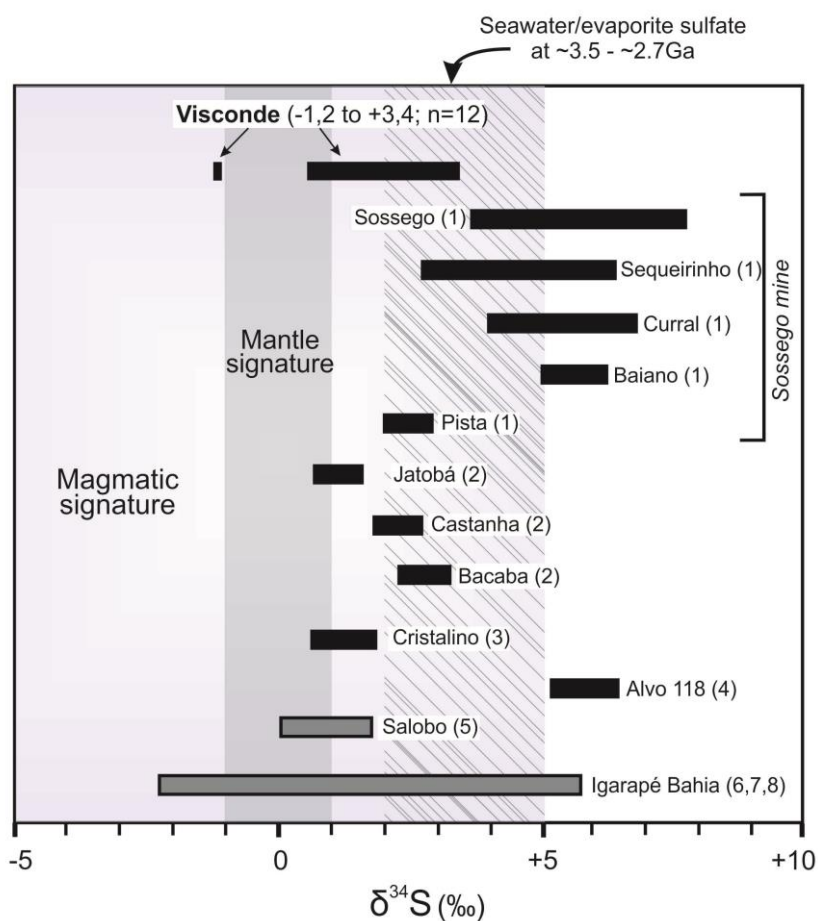


Figure 11. Sulphur isotope composition of sulphides from the Visconde deposit compared to other cupro-auriferous Carajás deposits. 1) Monteiro *et al.* (2008); 2) Monteiro *et al.* (2007); 3) Ribeiro *et al.* 2009; 4) Torresi *et al.* 2011; 5) Réquia and Fontboté 2001; 6) Tavaza and Oliveira 2000; 7) Villas *et al.* 2001; 8) Dreher *et al.* 2008. Magmatic field and Archean sulphate (crosshatched) are from Ohmoto and Goldhaber (1997); mantle signature is due to Eldridge *et al.* (1991).

The value of $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -1.2\text{‰}$ measured in one chalcopyrite sample, although close to zero, may indicate slightly more oxidizing conditions of the fluids. In fact, late hematite-bearing veins and gypsum occur locally, denouncing that such conditions there existed in the Visconde deposit after the main mineralization event.

Compared to other Cu-Au Carajás deposits, the Visconde sulphide $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values are analogous to those from the Cristalino, Pista, Bacaba, Castanha, Jatobá and Salobo deposits (Figure 11). In general, more positive values were obtained in the Sossogo orebodies (Sequeirinho, Sossogo, Baiano and Curral) and Alvo 118, for which the incorporation of ^{34}S from surficial sources during the sulphide precipitation is a viable hypothesis (Torresi *et al.* 2011).

Conclusions

The Visconde deposit is hosted mainly by metadacites, the Serra Dourada granite and gabbros-diorites of Meso and Neoproterozoic age. The more conspicuous ore bodies occur as breccias supported by a matrix dominantly composed of chalcopyrite. The mineral associations provide a Cu-Au-Fe-Ni-ETRL-B-P signature to the ore.

In the outer portions of the ore bodies, hydrothermal alteration zones are well developed. The earlier and more pervasive sodic and sodic-calcic types were controlled by regional shear zones and changed almost completely the primary mineralogy of the rocks. Isotope data of silicate minerals from these alteration zones reveal hot (410 to 355°C) and ^{18}O -rich ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +4.2$ to $+9.4\%$) fluids dominantly formed by metamorphic/connate waters, most likely derived from the Carajás basin rocks. Some contribution from magmatic sources is not discarded, in which case the Planalto suite is assumed as the most viable source. Considering that the Itacaiúnas Supergroup units do not host the Visconde deposit, large-scale structures shall have enabled the migration of the fluids from the basin to the basement.

Fluids with similar oxygen isotope composition ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +4.8$ to $+7.2\%$ at 356°C) promoted severe biotitization of the rocks (potassic alteration) that was controlled by local shear zones, as evidenced by the development of mylonitic foliation at different scales.

Major precipitation of chalcopyrite (\pm bornite \pm chalcocite \pm digenite) occurred later on during the brittle regime to which the rocks had been subjected. These sulphides occur mainly in veins and breccias associated with calcic-magnesian minerals, whose isotopic oxygen signature suggests the involvement of surficial fluids, hence the lower temperatures ($230\pm 11^\circ\text{C}$) and depletion in ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1.3$ to $+3.7\%$). Thus, dilution and temperature decrease were probably the main mechanisms that triggered the precipitation of large amounts of sulphides. The sulphur isotope composition ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -1.2$ to 3.4%) indicates relatively reducing conditions for the fluid which had much of its oxygen consumed by the earlier precipitation of abundant magnetite. This signature is compatible with a magmatic source for sulphur, which could have been either exsolved during the crystallization of a granitic magma or dissolved from sulphides originally present in pre-existing igneous rocks. Basement Neoproterozoic ultramafic, felsic volcanic and granitic rocks could have also supplied components for the hydrothermal system, as the Pb data suggest.

The isochronic Pb-Pb values of 2736 ± 100 , 2729 ± 150 , 2710 ± 440 and 2702 ± 690 Ma obtained in chalcopyrite from the main ore bodies indicate a Neoproterozoic age for the mineralization. Despite the large errors, these ages are consistent with the geology of the area and with the time of emplacement of the Visconde granite (2746 ± 7 Ma), which is not mineralized and therefore should have been subsequent to the mineralizing event.

Textural evidences show that the hydrothermal system was conditioned by a structural regime that evolved from ductile to brittle. This may be indicative of its

contemporaneity with the transpressive tectono-thermal event that occurred in the Transition domain during the Neoproterozoic. Although the geochronological data do not define more precisely the age of the Visconde mineralization, it is very unlikely its temporal relationships with the 2.5 or 1.88 Ga magmatic events which are supposedly responsible for the formation of other Carajás Cu-Au deposits.

The types and sequence of the alteration stages, structural controls, association with regional magmatism, style of mineralization and Fe-Cu-Au metallic signature allow including the Visconde deposit in the IOCG class, as other Cu-Au deposits of the Transition domain have been classified. Their paragenetic evolution is very similar and should reflect similar fluid characteristics and deposition conditions, implying contemporaneity of the mineralizing event in the different deposits, possibly during the Neoproterozoic.

Dilution and cooling by surface water seem to have been the main ore deposition mechanisms. The greater or less abundance of sulphides could indicate how effective were not only these processes but also the flow of the mineralizing fluids. This could explain the differences between sub-economic deposits as the Visconde and the world-class deposits as the Sossego and Alvo 118. Not surprisingly, the latter two are related to a large fault system that certainly favored a greater infiltration of surface water.

Acknowledgments

Thanks are extended to the National Council for Science and Technological Development (CNPq), which granted A.R.C.S. a scholarship during her graduate studies at the Federal University of Pará (UFPA). This research was funded by the Geosciences Institute of Amazon - Geociam (INCT program–CNPq/MCT/FAPESPA 573733/2008-2). We are grateful to the VALE Mining Company for permitting access to the Visconde deposit and assigning borehole samples and some internal information, particularly to geologist Benevides Aires for his assistance in the field. Dr. Claudio Lamarão (MEV-UFPA), Dr. Alcides Sial (LABISE-UFPE) and the technical staff of both PARA-ISO and LABISE laboratories are thanked for their invaluable support during the sample analyzes.

References

- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr F.C., and Macambira E.M.B., 1999, O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos: *Revista Brasileira de Geociências*, v.29, p.454-460.
- Bastrakov, E.N., Skirrow, R.G., and Davidson, G.J., 2007, Fluid Evolution and Origins of Iron Oxide Cu-Au Prospects in the Olympic Dam District, Gawler Craton, South Australia: *Economic Geology*, v.102, p.1415–1440.

- Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Rosa Costa, L.T., and Dantas, E.L., 2013, Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology: *Journal of South American Earth Sciences*, v.45, p.97-116.
- Barros, C.E.M., Barbey, P., and Boullier, A.M, 2001, Role of Magma Pressure, Tectonic Stress and Crystallization Progress in the Emplacement of Syn-tectonic Granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil): *Tectonophysics*, v.343, p.93-109.
- Bottinga, Y., and Javoy, M., 1973, Comments on oxygen isotope geothermometry: *Earth and Planetary Science Letters*, v.20, p.250-265.
- Clayton, R. and Mayeda, T.K., 1963, The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.27, p.43-52.
- Companhia Vale do Rio Doce (VALE), 2003, Programa Pólo Sossego, Alvo Visconde, geological map. Escala gráfica.
- Craveiro, G.S., 2011, Geologia, Fluidos Hidrotermais e origem do Depósito Cupro-Aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás [M.Sc. thesis]: Belém, Universidade Federal do Pará, 151 p.
- Craveiro, G.S., Villas, R.N.N., Silva, A.R.C.S., 2012, Depósito Cu-Au Visconde, Carajás (PA): geologia e alteração hidrotermal das rochas encaixantes: *Revista Brasileira de Geociências*, v.42, p:453-470.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., and Oliveira D.C.O., 2005, Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A-type granite of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil: *Lithos*, v.80, p.101-129.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., and Barros, C.E.M., 2006, Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton, *in* Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Field trips guide: p.99-150.
- Dias, G.S., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R., Soares, A.D.V., Barros C.E., M., 1996. Datação de zircões de sill de metagabbro: comprovação da idade Arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-Pará, *in* V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Extend Abstracts, p.376-379.
- Dilles, J.H., Solomon, G.C., Taylor, H.P.Jr., and Einaudi, M.T. 1992. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada: *Economic Geology*, v.87, p.44-63.
- Docegeo (Rio Doce Geologia e Mineração S.A), 1988, Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás, *in* Proceedings, Congresso Brasileiro de Geologia: Belém, v.1, p.11-54.
- Doe, B.R., and Zartman, R.E., 1979, Plumbotectonics, The Phanerozoic. *in* Barnes H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, (second edition): New York, Wiley Interscience, p.22-70.

- Dreher, A.M., Xavier, R.P., Taylor, B.E., and Martini, S., 2008, New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu–Au deposit, Carajás Province, Brazil: *Mineralium Deposita*, v.43, p.162–184.
- Eldridge, C.S., Compston, W., Williams, I.S., Harris, J.W., and Bristow, J.W., 1991, Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation: *Nature*, v.353, p.649–653.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B., Sardinha, A.S., Oliveira, D.C., Santos, R.D., and Santos, P.A., 2012, Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?: *Lithos*, v.151, p.57–73.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J., and Soares, J.E.B., 2013, Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil: *Precambrian Research*, v.227, p.157–185.
- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B., and Villas, R.N., 2008, Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v.25, p.377–397.
- Galarza M.A., Oliveira, D.C, Santos, R.D., Martins, A.C., Santos, A.N., Santos, P.J.L. 2012 Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e granitoides associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás (PA), *in* Congresso Brasileiro de Geologia, Abstracts, CD-ROM.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., and Olszewski Jr., W.J., 1986, Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás: *Revista Brasileira de Geociências*, v.16, p.201–211.
- Gomes, A.C.B., and Dall'Agnol, R., 2007, Nova associação tonalítica-trondhjemitica Neoproterozoica na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y: *Revista Brasileira de Geociências*, v.37, p.182–193.
- Graham, C.M., Sheppard, S.M.F., and Heaton, T.H.E., 1980, Experimental hydrogen isotope studies: I. Systematics of hydrogen isotope fractionation in the systems epidote-H₂O, zoisite-H₂O and AlO(OH)-H₂O: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.44, p.353–364.
- Graham, C.M., Harmon, R.S., and Sheppard, S.M.F., 1984, Experimental hydrogen isotope studies: Hydrogen isotope exchange between amphibole and water: *American Mineralogist*, v.69, p.128–138.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., and Hitzman, M.W., 2010, Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits: *Economic Geology*, v.105, p.641–654.
- Huhn, S.R.B., Macambira, M.J.B., and Dall'Agnol, R. 1999, Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA, *in* VI Simpósio de Geologia da Amazônia, p.463–466.

- Hitzman, M.W., Oreskes, N., and Einaudi, M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: *Precambrian Research*, v.58, p.241–287.
- Klötzli, U.S., 1997, Single Zircon Evaporation Thermal Ionisation Mass Spectrometry: Method and Procedures: *Analyst*, v.122, p.1239–1248.
- Kober, B., 1986, Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.93, p.482–490.
- Kober, B., 1987, Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.96, p.63-71.
- Kyser, T.K., and Kerrich, R., 1991, Retrograde exchange of hydrogen isotopes between hydrous minerals and water at low temperatures: *Geochemical Society Special Publication*, v.3, p409–422.
- Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., and 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, Abstracts, CD-ROM.
- Ludwig, K., 2008, Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 77p.
- Macambira, B.E.M., João, X.S.J, and Souza, E.C., 1996, Geological and petrochemical aspects of the Plaquê granite – Southern of the Pará State, *in* Symposium on Archean terranes of the south American platform, Extended Abstracts p.73-75.
- Macambira, E.M.B., and Tassinari, C.C.G., 1998, Estudos Sm/Nd no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça – sul do Pará: implicações geocronológicas e geotectônicas, *in* Proceedings, Congresso Brasileiro de Geologia, p.463.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.H., and Lindenmayer Z.G., 1991, U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil: *Precambrian Research*, v.49, p.329-354.
- Mathur, R., Marschik, R., Ruiz, J., Munizaga, F., Leveille, R.A., and Martin, W., 2002, Age of Mineralization of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit and the Origin of the Chilean Iron Belt, Based on Re-Os Isotopes: *Economic Geology*, v.97, p.59–71.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R., and Clayton, R.N., 1979, Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.43, p.1131-1140.

- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Souza Filho, C.R. and Augusto, R.A., 2007, Aplicação de isótopos estáveis ao estudo dos padrões de distribuição das zonas de alteração hidrotermal associados ao sistema de óxido de ferro-cobre-ouro Sossego, Província Mineral de Carajás, *in* XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Atibaia, Sociedade Brasileira de Geoquímica, Abstracts, CD-ROM.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E. R., Hitzman, M.W., Johnson, A.C., Souza Filho, C.R., and Torresi, I., 2008, Spatial and Temporal Zoning of Hydrothermal Alteration and Mineralization in the Sossego Iron Oxide–copper–gold Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and Stable Isotope Constraints: *Mineralium Deposita*, v.43, p.129–159.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S. Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., and Souza Filho, C.R., 2011, Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications: *Miner Deposita*, v.46, p.789-811.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Creaser, R.A., DuFrane, A., Xavier R.P., Amaral W.S., Silva, M.A.D., and Melo, H.C., 2013, Metallogenetic evolution of the Archean and Paleoproterozoic Iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. GSA Biennial Meeting, Sweden, Extend Abstracts, *submitted*
- Neves, M.P., Villas, R.N., and Toro, M.A.G., 2006, Datação e avaliação da fonte dos metais do depósito do Sossego, região de Carajás: evidências isotópicas de Pb e Sm-Nd, *in* Proceedings, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, CD-ROM.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., and Pinheiro, R.V.L., 1995, Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica: *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, v.7, p.177-277.
- Ohmoto, H., and Goldhaber, M.B., 1997, Sulfur and carbon isotopes, *in* Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (third edition): Wiley, New York, p.517–611.
- Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B. and 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 theages of granulitesfacies metamorphism and the protolith of the enderbite: *Chemical Geology*, v.166, p. 159-171.
- Pinheiro, R.V.L., and Holdsworth, R.E., 2000, Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará: *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, p.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*, v.36, p.93-100.

- Requia, K., and Fontboté, L., 2001, The Salobo iron oxide copper-gold hydrothermal system, Carajás mineral province, Brazil, GSA Annual Meeting, Boston, Abstracts with programs, v.33, pA-2.
- Requia, K., Stein, H., Fontboté, L., and Chiaradia, M., 2003, Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil: *Mineralium Deposita*, v.38, p.727-738.
- Ribeiro, A.A., Suita, M.T.F., Sial, A.N., Fallick, A.E., Eli, F., and Goulard, E.A., 2009, Geoquímica de isótopos estáveis (C, S e O) das rochas encaixantes e do minério de Cu(Au) do depósito cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará: *Geochimica Brasiliensis*, v.23, p.159-176.
- Rodrigues, E.M.S., Lafon, J.M., and Scheller, T., 1992, Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados, *in* Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Abstracts, v.2, p.183-184.
- Romero, J.A.S., Lafon, J.M., Nogueira, A.C.R. and Soares, J.L., 2013, Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil: *International Geology Review*, v.55, p.185-203.
- Santos, P.A., Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R. Costi, H.T. Lamarão, C.N., and Galarza, M.A., 2013, Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil: *Brazilian Journal of Geology*, v.43, p.2-15.
- Sardinha, A.S., Dall'Agnol, R., Gomes, A.C.B., Macambira, M.J.B., and Galarza, M.A., 2004, Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás, *in* Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Abstracts, CD-ROM.
- Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., and Krymski, R., 2006, Geology, geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v.20, p.327-339.
- Sheppard, S.M.F., 1986, Characterization and isotopic variations in natural waters, *in* Valley, J.W., Taylor, H.P.Jr., and O'Neil, J.R., eds., *Stable isotopes in high temperature geological processes: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, v.16, p.165-183.
- Souza, S.R.B., Macambira, M.J.B., and Scheller, J., 1996, Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás, PA): Implicações Estratigráfica, *in* Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Extended Abstracts, Belém, p.380-383.
- Soares, A.D.V., Macambira, M.J.B., Santos, M.G.S., Vieira, E.A.P., Massoti, F.S., Souza, C.I.J., Padilha, J.L., and Magni, M.C.V., 2001, Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares), *in* VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Abstract, CD-ROM.
- Stacey, J.S., and Kramer, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model: *Earth Planetary Sciences Letter*, v.26, p.207-221.

- Suzuoki, T., and Epstein, S., 1976, Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.40, p.1229-1240.
- Tallarico, F.H.B., 2003, O Cinturão Cupro-Aurífero de Carajás, Brasil [PhD thesis]: Universidade Estadual de Campinas, 229p.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, N., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., and Rego, J.L., 2005, Geology and SHRIMP U–Pb Geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper–Gold Belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide Cu–Au–(U–REE) mineralization: *Economic Geology*, v.100, p.7–28.
- Tazava, E., and Oliveira, C.G., 2000, The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil; in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal Iron-Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, PGC Publishing, Adelaide, v.1, p.203-212.
- Taylor, B.E., 1992, Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal system: *Geological Survey of Japan Report 279*, p.190–195.
- Taylor, H.P.Jr., 1997, Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Wiley, New York, p.229–302.
- Torresi, I., Xavier, R.P., Bortholoto, D.F.A., and Monteiro, L.V.S., 2012, Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore genesis: *Mineralium Deposita*, v.47, no.3, p.299-323.
- Trendall, A.F., Basei, M.A.S., Laeter, J.R., and Nelson, D.R., 1998, SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, GrãoPará Group, Amazon Craton: *Journal of South American Earth Sciences*, v.11, p.265-277.
- Vasquez, L.V., and Rosa-Costa, L.T., (Org.), 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*, CPRM, 328p.
- Villas, R.N., and Santos, M.D., 2001, The gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis: *Mineralium Deposita*, v.36, p.300-331.
- Villas, R.N., Galarza, M.A., Almada, M.C., Viana, A.S. and Ronzê, P., 2001, Geologia do depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará, in Jost, H., Brod, J.A., and Queiróz, E.T., eds., *Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*, DNPM-ADIMB, p.215-240.
- Villas, R.N., Lima, L.F.O., Neves, M.P., Lamarão, C.N., Fanton, J., Morais, R., 2005, Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no Depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. in *Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Abstracts, CD-ROM-*

- Wenner, D.B., and Taylor, H.P.Jr., 1971, Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.32, p.165-168.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., and Marschik, R., 2005, Iron oxide copper-gold deposits: Geology, Space-time distribution, and possible modes of origin: *Economic Geology 100TH Anniversary Volume*, p.371-405.
- Xavier, R.P., Wiedenbeck, M., Trumbull, R.B., Dreher, A.M., Monteiro, L.V.S., Rhede, D., Araújo, C.E.G., and Torresi, I., 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron-oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil): *Geology*, v.36, p.743–746.
- Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Souza Filho, C.R., Torresi, I., Carvalho, E.R., Dreher, A.M., Wiedenbeck, M., Trumbull, R.B., Pestilho, A.L.S., and Moreto, C.P.N., 2010, The Iron Oxide Copper-Gold Deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an Updated and Critical Review, *in* Porter, T.M., ed., *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, v.3, advances in the Understanding of IOCG Deposits; PGC Publishing, Adelaide, *in press*.
- Zheng, Y.F., 1991, Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.55, p.2299-2307.
- Zheng, Y.F., 1993, Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates: *Earth and Planetary Science Letters*, v.121, p.247-263.

CAPÍTULO III

1 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O depósito Cu-Au Visconde tem como rochas hospedeiras metadacitos, o granito Serra Dourada e gabros/dioritos, todas formadas durante o Arqueano. A mineralização foi precedida e acompanhada de alteração hidrotermal, e os corpos de minério mais expressivos consistem de brechas tectônicas com matriz rica em sulfetos (especialmente calcopirita). A associação de minerais de minério e ganga confere uma assinatura de Cu-Au-Fe-Ni-ETRL-B-P ao depósito.

O processo de alteração hidrotermal se desenvolveu em diversos estágios que se superpuseram e formaram extensas zonas de rochas alteradas nos entornos dos corpos mineralizados. Nos estágios precoces à mineralização ocorreram os estágios de alteração sódica e sódico-cálcica, promovidos por um fluido salino, quente (com temperaturas entre 410 ± 11 e 355°C), e rico em $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +4.2$ to 9.4%). Esse fluido, partindo das zonas de cisalhamento regionais, principais condutos de migração, foi capaz de penetrar nos pacotes rochosos e promover, mesmo nas porções não deformadas, a substituição ubíqua dos minerais primários (albitização do K-feldspato, escapolitização do plagioclásio e actinolitização de piroxênio e hornblenda). Dados isotópicos de oxigênio e hidrogênio de minerais desses estágios sugerem fontes metamórficas ou bacinais, com participação de fluidos magmáticos,

Durante a alteração potássica, marcada pela intensa biotitização de zonas previamente alteradas, a assinatura isotópica de oxigênio do fluido permaneceu muito semelhante a dos estágios anteriores ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +4.8$ to $+7.2\%$ at 355°C), denotando que as mudanças geoquímicas ocorreram, sobretudo, em virtude da interação com as rochas, e não pela entrada de um fluido diferente. O controle estrutural nesse estágio foi mais evidente, e alteração se concentrou nas porções mais próximas das zonas de cisalhamento dúcteis locais. A presença de sulfetos nos planos de foliação pode indicar que o Cu, ao menos em parte, tenha sido transportado por complexos cloretados, cuja destabilização teria sido provocada pela precipitação de minerais cloretados (escapolita, apatita, biotita).

Já em estágios tardios e sob um regime rúptil foi precipitada, em veios e vênulas, uma assembleia de minerais sódico-cálcicos e magnesianos, cujas assinaturas isotópicas

sugerem a entrada de fluidos superficiais, daí resultando as baixas temperaturas ($230\pm 11^\circ\text{C}$) e assinatura depletada em ^{18}O do fluido ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1.3$ to $+3.7\%$). Embora a formação de sulfetos tenha ocorrido em todos os estágios de alteração, foi nesse que precipitaram os grandes volumes de calcopirita \pm bornita nas zonas brechadas e em veios. Assim, diluição concomitante ao decréscimo de temperatura foram provavelmente os principais mecanismos de desestabilização dos complexos que transportavam o Cu, levando à mineralização.

A composição isotópica do enxofre ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -1.2$ to 3.4%) indica condições relativamente reduzidas, possivelmente resultado da precipitação de magnetita em estágios anteriores, e é sugestiva de fonte magmática. Esta assinatura pode ser efeito da entrada de fluidos exsolvidos de magmas, ou, mais provavelmente, da dissolução das rochas ígneas do ST e/ou vulcânicas da Bacia Carajás. Rochas ultramáficas, granitoides e vulcânicas félsicas mesoarqueanas do embasamento também devem ter fornecido componentes para o sistema hidrotermal, conforme os dados de Pb sugerem.

As idades Pb-Pb isocrônicas de 2736 ± 100 , 2729 ± 150 , 2710 ± 440 e 2702 ± 690 Ma fornecidas por calcopiritas do minério, embora imprecisas, sugerem idade neoarqueana para a mineralização. Idades Pb-Pb (por lixiviação e dissolução total de sulfetos) apresentando altos erros também foram obtidas em depósitos como o Sossego e o Salobo (Réquia *et al.* 2003, Neves *et al.* 2006), atestando as dificuldades encontradas na aplicação desse método aos depósitos cupro-auríferos de Carajás. No caso do Visconde, à despeito dos altos erros, as idades são coerentes com a geologia da área e estão em sintonia, mesmo que dentro dos erros, com a idade do granito Visconde de 2746 ± 7 Ma, considerada como mínima para a mineralização.

Embora as idades obtidas não permitam precisar o momento exato da mineralização no Visconde, é possível delimitar tal evento se deu entre 2,76 Ga (idade do Supergrupo Itacaiúnas) e 2,74 Ga (granito Visconde), descartando-se, assim, os eventos de 2.5 e 1.88 Ga, apontados em outros depósitos de Carajás. Àquele intervalo marca um período tectonicamente ativo em Carajás, com desenvolvimento de evento transpressivo relacionado à inversão da Bacia Carajás e geração de magmatismo granítico sintectônico. De fato, as feições texturais desenvolvidas pelos minerais hidrotermais, e indicativas de controle estrutural, poderiam ter sido geradas durante esse evento.

Este arranjo permite interpretar que os fluidos foram originados das reações de desidratação das rochas do Supergrupo Itacaiúnas, bem como da expulsão dos fluidos aprisionados nos poros das mesmas. Como o depósito Visconde não se encontra hospedado nas rochas da Bacia Carajás, grandes estruturas devem ter permitido a circulação de fluidos da Bacia até as rochas do embasamento. Do mesmo modo, as águas magmáticas sugeridas podem ser oriundas do magmatismo gerador da Suíte Planalto, ou até mesmo dos gabro-dioritos. Embora o granito Visconde seja aparentemente posterior à mineralização, é possível que ambos pertençam ao mesmo ciclo tectônico e que outros corpos da mesma granitogênese tenham fornecido tais fluidos.

A sequência de estágios de alteração descrita, o controle estrutural e associação com magmatismo granítico regional, o estilo de mineralização e assinatura metálica de Fe-Cu-Au, permitem enquadrar o depósito Visconde na classe de depósitos ICOG. A presença marcante da alteração sódica e dominância de magnetita (\pm ilmenita \pm rutilo) em relação à hematita são típicas das porções mais profundas desses sistemas. Da mesma maneira, os demais depósitos de Cu-Au do ST também têm sido enquadrados nessa classificação. Esses depósitos (incluindo o Visconde) mostram evolução paragenética e textural muito similar, o que deve refletir similares fluidos e condições de deposição, e, por consequência, contemporaneidade entre os eventos, provavelmente durante o neoarqueano. Neles, a entrada de águas superficiais em estágios tardios provocou a diluição e o resfriamento dos fluidos, o que deve ter sido a principal causa de deposição do minério. Assim, a maior ou menor abundância dos sulfetos refletiria o quão efetivo foi aquele mecanismo, além, obviamente do fluxo dos fluidos mineralizantes. Isso pode explicar as diferenças entre depósitos sub-econômicos, como o Visconde, e depósitos de classe mundial, como Sossego e 118, já que estes dois últimos estão relacionados com um grande sistema de falhas que certamente favoreceram a maior infiltração de fluidos superficiais.

REFERÊNCIAS

- Albuquerque M.A.C., Andrade P.J.M.B., Maurity C., Kwitko R. 2001. Geologia e características das mineralizações cuprífera do Depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. **In:** Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, SBG, CD-ROM
- Almada M.C., Villas R.N. 1999. O corpo Acampamento Sul do depósito Bahia: possível exemplo de depósito de sulfetos vulcanogênicos tipo Besshi em Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:579-592.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **120**: 235-257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:103-126.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M., Dall'Agnol R. 1995. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciências da Terra*, **7**:5-26
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. **In:** Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém. *Anais*, Belém: SBG, p.324-338.
- Augusto R.A., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Souza Filho C.R. 2008. Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, **38(2)**:263-277
- Avelar V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém. 149 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(2)**:454-460.

- Barbosa A.A., Lafon J.M., Neves A.P., Vale A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciências da Terra*, **7**:147-164.
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém. 112 p.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa Costa L.T., Dantas E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**:97-116.
- Barros C.E.M., Barbey P., Boullier A.M. 2001. Role of Magma Pressure, Tectonic Stress and Crystallization Progress in the Emplacement of Syn-tectonic Granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil): *Tectonophysics*, **343**:93–109.
- Bastrakov E.N., Skirrow R.G., Davidson G.J. 2007. Fluid Evolution and Origins of Iron Oxide Cu-Au Prospects in the Olympic Dam District, Gawler Craton, South Australia. *Economic Geology*, **102**:1415–1440.
- Bottinga Y., Javoy M. 1973. Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth Planetary Sciences Letter*, **20**:250-265.
- Clayton R. & Mayeda T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **27**:43–52.
- Companhia Vale do Rio Doce (VALE). 2003. Programa Pólo Sossego, Alvo Visconde, geological map. Escala gráfica.
- Cordani U.G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South America Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoids rocks. *Episodes*, **22(3)**: 167-173.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**:199-235.
- Craveiro G.S. 2011. *Geologia, Fluidos Hidrotermais e origem do Depósito Cupro-Aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás*. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém. 151 p.
- Craveiro G.S., Villas R.N.N., Silva A.R.C. 2012. Depósito Cu-Au Visconde, Carajás (PA): geologia e alteração hidrotermal das rochas encaixantes. *Revista Brasileira de Geociências*, **42(3)**:453-470.

- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. **In:** CBPM, ISGAM, 2, Salvador, *Excursion guide*, p.135-142.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C.O. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A-type granite of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**:101-129.
- 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:** Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, *Field trips guide*, p.97-150.
- Dias G.S., Macambira M.J.B. Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabbro: comprovação da idade Arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-Pará, **In:** V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Extend Abstracts*, p.376-379.
- Diella V., Ferrario A., Girardi V.A.V. 1995. PGE and PGM in the Luanga mafic-ultramafic intrusion in Serra dos Carajás (Pará State, Brazil). *Ore Geology Review*, **9**:445-453.
- Dilles J.H., Solomon G.C., Taylor H.P.Jr., Einaudi M.T. 1992. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada. *Economic Geology*, **87**:44-63.
- Docegeo (Rio Doce Geologia e Mineração S.A). 1988. *Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás*. **In:** SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **1**:11-54.
- Doe B.R., Zartman R.E. 1979. Plumbotectonics, The Phanerozoic. **In:** Barnes H.L., (Ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd Ed.: New York, Wiley Interscience, p.22-70.
- Dreher A.M., 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, 221p.
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E., Martini S. 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **43**:162-184.
- Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S., Harris J.W., Bristow J.W. 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, **353**:649-653.

- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*. **151**:57-73.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J., Soares, J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*. **227**:157–185
- Ferreira Filho C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. Dissertação (Mestrado), Brasília, Brasil, Universidade de Brasília, 112 p.
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002 Geocronologia e Evolução Crustal da Área do Depósito de Cu–Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil; *Geologia USP Série Científica*. **2**:143-159.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N. 2002. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA); **In**: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Proceedings*, p.493.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N. 2008 Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**:377-397.
- Galarza M.A., Oliveira, D.C, Santos, R.D., Martins, A.C., Santos, A.N., Santos, P.J.L. 2012. Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e granitoides associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás (PA); **In**: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, CD-ROM.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:201–211.
- Gomes A.C.B. & Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoproterozoica na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**:182–193.
- Graham C.M., Harmon R.S., Sheppard S.M.F. 1984. Experimental hydrogen isotope studies: Hydrogen isotope exchange between amphibole and water. *American Mineralogist*. **69**:128-138.
- Graham C.M., Sheppard S.M.F., Heaton T.H.E. 1980. Experimental hydrogen isotope studies: I. Systematics of hydrogen isotope fractionation in the systems epidote-H₂O, zoisite-H₂O and AlO(OH)-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**:353-364.

- Grainger C.J., Groves D.I., Tallarico F.H.B., Fletcher I.R. 2008. Metallogensis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geology Reviews*, **33**: 451– 489
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Economic Geology*, **105**:641-654.
- Hitzman 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.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás - PA. VI Simpósio de Geologia da Amazônia, *Resumos expandidos*, pp 463–466.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - sul do Pará. **In:** Congresso Brasileiro de Geologia, 35., Belém, *Anais*. Belém, **3**:1438-1453.
- João X.S.J, Araújo J.B. 1992. Magmatismo granítico sin-Cisalhamaneto Itacaiúnas no SW do Estado do Pará **In:** SBG, Cong Bras Geol, *Resumos expandidos*, **2**:36-38.
- Klötzli U.S. 1997. Single Zircon Evaporation Thermal Ionisation Mass Spectrometry: Method and Procedures. *Analyst*, **122**:1239–1248.
- Kober B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**:482–490.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**:63-71.
- Krymsky R.S., Macambira J.B., Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. **In:** Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2., 2002. Belém. *Resumos...* Belém: PRONEX/SBG. p. 41.
- Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M., Estumano G.S. 2007. Uranium-lead dating method at the Pará-Iso Isotope Geology laboratory, UFPA, Belém – Brazil: *Academia Brasileira de Ciências*, **79(1)**:115–128.
- Kyser T.K. & Kerrich R. 1991. Retrograde exchange of hydrogen isotopes between hydrous minerals and water at low temperatures. *Geochemical Society Special Publication*, **3**:409–422.

- 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, *Abstracts*, CD-ROM.
- Lancaster J.A., Fanton J., Almeida A.J., Leveille R.A., Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. IUGS, International Geological Congress, 31, *Abstracts*. CD-ROM.
- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism*. Ph.D. Thesis, London, Canada, University of Western Ontario, 407p.
- Lobato L.M., Rosière C.A., Silva R.C.F., Zucchetti M., Baars F.J., Sedane J.C.S., Javier Rios F., Pimentel M., Mendes G.E., Monteiro A.M. 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás – controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. **In:** Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (Eds.). *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*, DNPM, CT-Mineral / FINEP, ADIMB, pp.25-92.
- Ludwig K. 2008. Isoplot 3.6. *Berkeley Geochronology Center Special Publication 4*, 77p.
- Macambira E.M.B., Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça – sul do Pará: implicações geocronológicas e geotectônicas. **In:** SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*. p.463.
- Macambira E.M.B., Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília. 384p.
- Macambira J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 217p.
- Macambira J.B., Macambira M.J.B., Scheller T., Gomes A.C.B. 1996a. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. **In:** Congresso Brasileiro de Geologia, 39., 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 6:516-518.
- Macambira B.E.M., João X.S J, Souza EC. 1996b. Geological and petrochemical aspects of the Plaquê granite – Southern of the Pará State **In:** SBG Symposium on Archean terranes of the south American platform, *Extend Abstracts* p.73-75.

- Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D.C.C., Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. **In:** Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, SBG, Belém, Brazil, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* **7**:263-287.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.H., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*. **49**:329-354.
- Manhès G. 1982. *Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire*. Université de Paris. PhD Thesis. Paris, 249 p.
- Mathur R., Marschik R., Ruiz J., Munizaga F., Leveille R.A., Martin W. 2002. Age of Mineralization of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit and the Origin of the Chilean Iron Belt, Based on Re-Os Isotopes. *Economic Geology*, **97**:59-71.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N. 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**:1131-1140
- Meirelles M.R., Dardene M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Estado do Pará. **In:** Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1991. *Anais...* SBG, **5**:2164-2174.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E. R., Hitzman M.W., Johnson A.C., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008. Spatial and Temporal Zoning of Hydrothermal Alteration and Mineralization in the Sossego Iron Oxide-copper-gold Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and Stable Isotope Constraints. *Mineralium Deposita*, **43**:129-159.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Souza Filho C.R., Augusto, R.A. 2007. Aplicação de isótopos estáveis ao estudo dos padrões de distribuição das zonas de alteração hidrotermal associados ao sistema de óxido de ferro-cobre-ouro Sossego, Província Mineral de Carajás, **In:** XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Atibaia, Sociedade Brasileira de Geoquímica, *Abstracts*, CD-ROM.
- 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 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*. **46(7)**:789-811.

- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Creaser R.A., DuFrane A., Xavier R.P., Amaral W.S., Silva M.A.D., Melo H.C. 2013. Metallogenic evolution of the Archean and Paleoproterozoic Iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. GSA Biennial Meeting, Sweden, *Extend Abstracts*, submitted.
- Mougeot R., Respaut J.P., Brique L., Ledru P., Milesi J.P., Lerouge C., Marcoux E., Huhn S.B., Macambira M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Para, Brazil). **In:** SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 7, p.321-324.
- Neves M.P., Villas R.N., Toro M.A.G. 2006. Datação e avaliação da fonte dos metais do depósito do Sossego, região de Carajás: evidências isotópicas de Pb e Sm-Nd. **In:** SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, *Anais*, CD-ROM.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:177-277.
- Ohmoto H. & Goldhaber M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. **In:** Barnes H.L. (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edn. Wiley, New York, pp.517-611
- Oliveira C.G. Santos R.V. Leonardos O.H. 1995. Geologia e mineralização aurífera do greenstone belt Sapucaia, Sudeste do Pará, Belém, *Boletim Museu paraense Emílio Goeldi*, **7**: 61-91.
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **27**: 146-160.
- Pestilho A.L.S. & Monteiro L.V.S. 2008. Caracterização petrográfica das zonas de alteração hidrotermal e paragêneses do minério de cobre e ouro do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás; **In:** IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Foz do Iguaçu, *Proceedings*, Sociedade Brasileira de Geologia [CD-ROM].
- 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.
- Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. **In:** Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, 1988. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG. p. 390-391.

- Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton 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.
- Requia K., & Fontboté, L. 2001. The Salobo iron oxide copper-gold hydrothermal system, Carajás mineral province, Brazil, GSA Annual Meeting, Boston, *Abstracts with programs*, v.33, p2.
- Requia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M., 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil; *Mineralium Deposita*, **38**:727-738.
- Ribeiro A.A., Suita M.T.F., Sial A.N., Fallick A.E., Eli F., Goulard E.A. 2009. Geoquímica de isótopos estáveis (C, S e O) das rochas encaixantes e do minério de Cu(Au) do depósito cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará. *Geochimica Brasiliensis*, **23**:159-176.
- Rigon J.C., Munaro P., Santos L.A., Nascimento J.A.S., Barreira C.F. 2000. Alvo 118 copper-gold deposit - geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. 31 International Geological Congress, CD-ROM.
- Rodrigues E.M.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. **In**: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. 1992. *Resumos...* São Paulo: SBG, **2**:183-184.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia dos granitóides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. **In**: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. *Boletim de Resumos Expandidos*. João Pessoa, SBG, p. 525.
- Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R. Soares J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review*, **55**:185-203.
- Ronchi L.H., Lindenmayer Z.G., Araújo J.C., Baecker C.A. 2001. Assinatura granítica das inclusões fluidas relacionadas ao depósito de Cu-Au de Gameleira, Carajás, PA. **In**: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, *Resumos*, CD-ROM.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.

- Santos P.A., Feio G.R.L., Dall'Agnol R. Costi H.T. Lamarão C.N., Galarza M.A. 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:2-15.
- Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymski R. 2006. Geology, geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:327–339.
- Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza, M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. **In**: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, *Abstracts*, CD-ROM.
- Sheppard S.M.F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. **In**: Valley J.W., Taylor H.P., O'Neil J.R. (eds) *Stable isotopes in high temperature geological processes. Mineralogical Society of America*, (Reviews in Mineralogy) **16**:165-183.
- Silva M.G., Teixeira J.B.G., Pimentel M.M., Vasconcelos P.M., Arielo A., Rochaw J.S.F. 2005. Geologia e mineralização de Fe-Cu-Au do alvo GT-46 (Igarapé Cinzento), Carajás. **In**: Marini O.J., Queitoz E.T., Ramos B.W. *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*, p. 97-151.
- Soares A.D.V., Macambira M.J.B., Santos, M.G.S., Vieira, E.A.P., Massoti F.S., Souza, C.I.J., Padilha J.L., Magni M.C.V. 2001. Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb–Pb em sulfetos (dados preliminares). **In**: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, *Resumos*, CD-ROM.
- Souza L.J. & Vieira E.A. 2000. Salobo 3 Alpha deposit: geology and mineralization. **In**: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: a global perspective*. Austral Min Fund, Adelaide, pp 213 –224.
- 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 Estratigráfica **In**: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia., 5, *Extended Abstracts Bulletin*, Belém (PA), p.380–383.
- Souza Z.S., Dall'Agnol R., Oliveira C.G, Huhn S.R.B. 1997. Geochemistry and Petrogenesis of metavolcanic rocks from Archaean Greenstone Belts: Rio Maria Region (Southeast Pará, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **27(2)**: 169-180.

- Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**: 293–315.
- Stacey J.S., Kramer J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Sciences Letter*. **26**:207-221.
- Suzuoki T. & Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**:1229-1240
- Tallarico F.H.B. 2003. *O Cinturão Cupro-Aurífero de Carajás, Brasil*. Tese (Doutorado) Universidade Estadual de Campinas, 229p
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositsin N., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and SHRIMP U–Pb Geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper–Gold Belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology*. **100**:7–28.
- Tallarico F.H.B., Mcnaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho J.B., Rego J.L., Nunes A. R. 2004. Geological and SHRIMP II U–Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39**:68-86.
- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajas Province. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 230-233.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, p.471-486.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**: 174-186.
- Taylor B.E. 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal system. *Geological Survey of Japan*, **279**:190–195.
- Taylor H.P.Jr. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Wiley, New York, pp229–302.
- Tazava E. & Oliveira C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil; in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal Iron-Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, PGC Publishing, Adelaide, v.1, p.203-212.

- Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, 508p.
- Torresi I., Xavier R.P., Bortholoto, D.F.A., Monteiro, L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, **47(3)**:299-323.
- 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, GrãoPará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277.
- Vasquez L.V. & Rosa-Costa L.T. (Org.). 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*, CPRM, 328p
- Villas R.N., Galarza M.A., Almada M.C., Viana A.S. Ronzê, P. 2001. Geologia do depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará, in Jost, H., Brod, J.A., and Queiróz, E.T., eds., *Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*, DNPM-ADIMB, p.215-240.
- Villas R.N., Lima L.F.O., Neves M.P., Lamarão C.N., Fanton J., Morais R. 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no Depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. **In:** Simpósio Brasileiro de Metalogenia, *Abstracts*, CD-ROM-
- Villas R.N., Neves M., Sousa F., Lima L., Lamarão C., Xavier R., Fanton J., Morais R. 2004. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás (PMC). **In:** Congresso Brasileiro de Geologia, 42, CD-ROM.
- Villas R.N., Neves M.P., Rosa A.G.N. 2006. The Fe oxide-Cu-Au Sossego deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: dating of the mineralization and fluid characteristics. **In:** Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, *Anais*. PRONEX-SBG. p. 33.
- Villas, R.N. & Santos, M.D. 2001. The gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:300-331.
- Wenner D.B. & Taylor H.P.Jr. 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **32**:165-168.
- 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*, pp371-405.

- Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R., Torresi I., Carvalho E.R., Dreher A.M., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Pestilho A.L.S., Moreto C.P.N. 2010 - The Iron Oxide Copper-Gold Deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an Updated and Critical Review; **In:** Porter, T.M., (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, v. 3 - Advances in the Understanding of IOCG Deposits*; PGC Publishing, Adelaide, in press
- 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 evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron-oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology*. **36**:743–746
- Zheng Y.F. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**:2299-2307
- Zheng Y.F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*. **121**:247-263.

ANEXOS

ANEXO A – CARTA DE SUBMISSÃO DE ARTIGO

 **Railine Costa** <railinegeo@gmail.com> 01:53 (22 horas atrás) ☆
para wernst ▾

To: Mr. W. Gary Ernst (International Geology Review)

Mr. W. Gary Ernst

We had forwarded the manuscript entitled “**Pb-Pb geochronology and stable isotope systematics of the Cu-Au Visconde deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: implications for targeting fluid sources**” for review and possible publication in the journal International Geology Review. The manuscript was written by Antonia Railine da Costa Silva, Raimundo Netuno Nobre Villas, Jean-Michel Lafon, Valdevez Pinto Ferreira and Gustavo Souza Craveiro, which are aware about the submission. This work is original and has not been published or submitted for publication in any other scientific journal.

The necessary files are enclosed in the links below provided by DropBox sharing server.

Text - https://www.dropbox.com/s/ew2tjggqm168/Silva_text.doc

Figure caption - https://www.dropbox.com/s/x3xnjftc58c3vhc/Silva_figurecaptions.doc

Tables - https://www.dropbox.com/s/b2b9r39hx7toxpr/Silva_tables.doc

Tables caption - https://www.dropbox.com/s/hrymg2tpcyj1ue8/Silva_tablecaption.doc

Figures (TIF files) - https://www.dropbox.com/s/hhm1t3x6vdboymo/Silva_Figures%20TIF.zip

Figures (JPG files) - <https://www.dropbox.com/s/ehhcphh91o9k20i/SilvaFigures%20JPEG.zip>

Figures (original application files) - https://www.dropbox.com/s/v5q2p4shkdu314t/Silva_Figures%20CorelDRAW%20X6.zip

Best regards,

Antonia Railine da Costa Silva (Federal University of Pará, Brazil)

 Clique aqui para [Responder](#) ou [Encaminhar](#)

← 📧 ⓘ 🗑️ 📁 📧 Mais ▾

MBA em Finanças – Aiec - www.aiec.br/mbafinancas - Seja um consultor de investimentos. MBA à distância. Inscreva-se!

Away from my e-mail Entrada x

 **W G Ernst, via an autoresponder** 01:54 (22 horas atrás) ☆
para mim ▾

🇺🇸 inglês ▾ > português ▾ Traduzir mensagem Desativar para: inglês x

I am off-line in New Mexico and Colorado, and will return to my office at Stanford on 06/13/13

 Clique aqui para [Responder](#) ou [Encaminhar](#)