



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 493

**ESTUDO ISOTÓPICO DE ROCHAS E MINÉRIO DO DEPÓSITO
CUPRO-AURÍFERO DO SOSSEGO (CARAJÁS-PA)**

Dissertação apresentada por:

CLAUDIA DANIELE DE LIMA DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

**BELÉM
2017**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPa

Silva, Claudia Daniele de Lima da, 1988 - Estudo isotópico de rochas e minério do depósito cupro-aurífero do Sossego (Carajás-PA) / Claudia Daniele de Lima da Silva. – 2017.

xi, 61 f. : il. ; 30 cm Inclui

bibliografias

Orientador: Moacir Buenano Macambira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2017.

1. Isótopos. 2. Jazidas – Pará, Sudeste. 3. Geocronologia I. Título.

CDD 22. ed. 541.388



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

**ESTUDO ISOTÓPICO NAS ROCHAS E MINÉRIO DO
DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO DO SOSSEGO (CARAJÁS-PA)**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

CLAUDIA DANIELE DE LIMA DA SILVA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 07 / 03 / 2017

Banca Examinadora:

Prof. Moacir José Buenano Macambira
(Orientador - UFPA)

Prof.ª Lena Virgínia Soares Monteiro
(Membro - USP)

Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas
(Membro - UFPA)

*À Deus e á minha família, pelo
carinho, compreensão e apoio
durante esses anos.*

AGRADECIMENTOS

À Deus, autor da minha fé, pelas oportunidades, pelo cuidado e pela infinita misericórdia;

À minha família, especialmente minha mãe, meus avós, minha irmã e meus tios Pedro Luiz e Izabel Silva pelo amor inatingível e por existirem em minha vida. Vocês são minha inspiração e exemplos a serem seguidos. Obrigada pelo incentivo e apoio que sempre dedicaram a 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;

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos e ao projeto FAPESPA/VALE S.A. de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo suporte financeiro;

À empresa de mineração VALE, em particular ao Engenheiro Florestal Tércio Koehler e ao Analista Ambiental Luciano Alves, pelo apoio logístico e concessão de material interno que viabilizaram o trabalho;

Ao Prof Moacir José Buenano Macambira, pela orientação do trabalho, pela oportunidade que me foi dada, por ter acreditado e abraçado esse estudo, pelas excelentes correções, questionamentos e aprendizados. Obrigada por tudo.

Ao Prof. Joel Macambira e a Msc em química Natasha Coral pela doação de material e amostras da Mina do Sossego;

Ao Prof Ronaldo Lemos pela disponibilidade em ensinar e me ajudar nas descrições petrográficas;

Ao geólogo Marcelo Vasquez e a CPRM, por disponibilizar o uso da catodoluminescência;

À equipe de técnicos do Pará-Iso, Elma, Jeferson, Igor e Monalisa, e ao Prof Marco Toro pelo apoio com as análises geocronológicas;

Aos professores e amigos Vânia Maria e José Augusto por serem exemplos de geólogos que amam, acreditam e se dedicam a profissão, pelos anos de aprendizado e pelas palavras certas nos momentos em que mais precisei.

A todos meus amigos, em especial Roberta Costa, Luiz Cristo, Karen Carmona, Walmir Lima, Flávio Semblano, Fernando Fernandez, Natasha Coral, Rafael Estumano, Rubia Favacho e Suzana Pinheiro. Que foram de fundamental importância durante esses dois anos. Cada um a sua maneira, com seu jeito, me ajudaram, incentivaram e apoiaram em todos os momentos. Muito Obrigada!

RESUMO

O depósito de Cu-Au Sossego está localizado na Província Mineral de Carajás (PMC), estado do Pará. Encontra-se em uma zona de cisalhamento de direção WNW-ESE, que marca o contato da Bacia Carajás com seu embasamento. Nessa zona ocorrem outros depósitos cupro-auríferos com características similares de origem hidrotermal, que compõem o Cinturão Sul do Cobre. Eles 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 das suas rochas hospedeiras. No caso do depósito Sossego, as rochas hospedeiras estão representadas principalmente pelo Granito Sequeirinho (GSQ), Milonito rico em biotita (MB), Gabrodiorito (GD) e Diabásio (DB), todas variavelmente alteradas. Os corpos de minério são representados por veios e zonas de *stockwork*, que localmente formam corpos brechoides com matriz de sulfetos. O estudo minerográfico no depósito permitiu identificar calcopirita, magnetita e pirita, e quantidades subordinadas de siegenita, millerita e rutilo. A idade obtida pelo método U-Pb por LA-ICP-MS em cristais de zircão do GSQ (2989 ± 11 Ma) foi interpretada como datando o magmatismo mais antigo registrado na PMC. Análises Pb-Pb em rocha total em GD e DB, e em lixiviados do Corpo Sequeirinho indicaram amostras altamente radiogênicas que, em função do relativamente baixo erro analítico, produziram retas com altos MSWD e desvios sobre as “idades”, o que foi interpretado como resultado de uma abertura do sistema isotópico, já que os valores são intermediários entre a idade admitida para as rochas hospedeiras e a das intrusões proterozoicas do depósito, que devem ter afetado os sistemas geoquímicos. A idade obtida a partir dos lixiviados de calcopirita do Corpo Sequeirinho (2666 ± 580 Ma), apesar do grande desvio, permitiu relacionar a mineralização ao magmatismo neoarqueano e à inversão da Bacia Carajás. Os eventos que ocorreram nesse período (2,74 e 2,68 Ga) teriam facilitado a percolação de fluidos hidrotermais responsáveis pela precipitação do minério de cobre. As retas com os menores desvios correspondem a lixiviados de calcopirita do Corpo Sossego que indicaram idades de 1887 ± 70 e 1884 ± 210 Ma, interpretadas como datando o mais jovem evento de formação da mineralização IOCG, associado à intensa granitogênese paleoproterozoica do tipo-A, representada pela Suíte Intrusiva Serra dos Carajás (1,88 Ga) da PMC.

Palavras-chave: U-Pb em zircão. Pb-Pb em sulfetos. Depósito de Cu-Au Sossego. Cinturão Sul do Cobre. Província Carajás.

ABSTRACT

The Cu-Au Sossego deposit is located in the Carajás Mineral Province (PMC), state of Pará, northern Brazil. It is found in a WNW-ESE shear zone, which marks the boundary between the Carajás Basin and its basement. In that area, others cupro-auriferous deposits with similar characteristics occur, which constitute the South Belt Copper. They are considered to have a hydrothermal origin and included in the IOCG class (Iron Oxide-Copper-Gold), although many doubts still exist as those concerning their genesis, particularly with respect to the age of mineralization and of their host rocks. The Sossego deposit host rocks are mainly represented by Sequeirinho Granite (GSQ), Biotite-rich mylonite (MB), Gabbrodiorite (GD), and diabase (DB), all variably hydrothermalized. The orebodies are in form of veins and stockwork, and locally, are in form of breccia bodies with sulphide matrix. In the ore from the Sossego deposit it was identified chalcopyrite, magnetite and pyrite, as well as subordinated amounts of siegenite, millerite and rutile. Zircon age obtained by the U-Pb LA-ICP-MS method of GSQ (2989 ± 11 Ma) is interpreted as dating the oldest magmatism event recorded in PMC. Pb-Pb analyses in GD and DB whole rock, and leaching from Sequeirinho orebody indicated highly radiogenic samples which, due to the relatively low analytical error, produced straights with high MSWD and deviations on the "ages", interpreted as a result of the opening of the isotopic system, since the values are intermediate between the admitted ages for the host rocks and the Proterozoic intrusions of the deposit, which must have affected the geochemical systems. The age obtained from the leaching of Sequeirinho chalcopyrite (2666 ± 580 Ma), in spite of the large error, allowed relate the mineralization to the Neoproterozoic magmatism and the Carajás Basin inverting. The events that occurred during this period (2.74 and 2.68 Ga) would have facilitated the percolation of hydrothermal fluids responsible for the copper ore. The straights with minor deviations correspond to the leaching from Sossego orebody chalcopyrite, that indicated ages of 1887 ± 70 and 1884 ± 210 Ma, interpreted as dating the youngest event of IOCG mineralization related to the A-type Paleoproterozoic magmatism, represented by the Serra of Carajás Intrusive Suite (1.88 Ga) of the PMC.

Keywords: U-Pb zircon. Pb-Pb sulfides. Cu-Au Sossego deposit. Southern Copper Belt. Carajás Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de Localização do depósito Sossego.....	3
Figura 2 - A) Cráton Amazônico; B) Província Mineral de Carajás.....	15
Figura 3 - Mapa geológico da porção centro-oeste do Cinturão Sul do Cobre, mostrando os depósitos Sossego (corpos Sequeirinho e Sossego), Bacaba, Castanha, Bacuri e Visconde	19
Figura 4 - Mapa geológico simplificado do depósito Sossego, com os corpos Pista, Sequeirinho, Baiano, Curral e Sossego, e os pontos de amostragem	25
Figura 5 - Fotomicrografia dos aspectos texturais do Granito Sequeirinho.....	27
Figura 6 - Imagem de MEV da ilmenita anédrica associada ao rutilo.....	29
Figura 7 - Imagem de MEV da thorianita e epidoto.....	30
Figura 8 - Fotomicrografia dos aspectos texturais do milonito rico em biotita.....	31
Figura 9 - Imagem de MEV dos principais minerais opacos presente no MB.....	32
Figura 10 - Fotomicrografias dos aspectos texturais do gabro-diorito.....	33
Figura 11 - Fotomicrografias dos aspectos texturais do diabásio.....	34
Figura 12 - Fotomicrografias sob luz natural de lâminas polidas e seções.....	37
Figura 13 - Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão do GSQ.....	39
Figura 14 - Diagrama Concórdia para cristais de zircão do GSQ.....	40
Figura 15 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para calcopirita e rochas encaixantes do depósito Sossego.....	42

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Etapas de digestão química aplicada às amostras de calcopirita do depósito Sossego.....	8
Tabela 2 - Dados U-Pb para cristais de zircão do GSQ.....	40
Tabela 3 - Razões isotópicas de Pb de amostras de calcopirita e de rocha total do depósito Sossego.....	41
Tabela 4 - Sequência paragenética da mineralização proposta para o depósito Sossego.....	44

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	ix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DO DEPÓSITO SOSSEGO.....	2
1.2 OBJETIVOS.....	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
2.2.3.1 A luz transmitida e refletida.....	5
2.2.3.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV-EDS).....	6
2.2.4 Análises Isotópicas	6
2.2.4.1 Método U-Pb em zircão.....	6
2.2.4.2 Método Pb-Pb dissolução em rocha total e lixiviação em calcopirita.....	7
3 PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	9
3.1 DOMÍNIO RIO MARIA.....	10
3.2 DOMÍNIO CARAJÁS.....	11
3.3 DOMÍNIO SAPUCAIA.....	13
3.4 DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS.....	13
3.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	16
4 PRINCIPAIS DEPÓSITOS IOCG DO CINTURÃO SUL DO COBRE	17

4.1 DEPÓSITO SOSSEGO.....	19
4.2 DEPÓSITO CRISTALINO.....	21
4.3 DEPÓSITO ALVO 118.....	21
4.4 DEPÓSITOS BACABA E CASTANHA.....	22
4.5 DEPÓSITO VISCONDE.....	23
5 GEOLOGIA LOCAL.....	25
6 MINEROGRAFIA.....	35
7 ESTUDOS ISOTÓPICOS.....	38
7.1 U-Pb POR LA-MC-ICP-MS EM ZIRCÃO.....	38
7.2 Pb-Pb DISSOLUÇÃO TOTAL E LIXIVIADOS.....	38
8 DISCUSSÃO.....	44
9 CONCLUSÕES.....	49
REFERÊNCIAS.....	51

1 INTRODUÇÃO

Na Província Mineral de Carajás (PMC), sudeste do estado do Pará, ocorrem depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au-U-ETR, que passaram a ser mais conhecidos como IOCG (*iron oxide-copper-gold*; Groves *et al.* 2010, Hitzman 2000, Hitzman *et al.* 1992, Huhn *et al.* 1999a, Monteiro *et al.* 2008, Tallarico *et al.* 2005, Xavier *et al.* 2010). Devido ao interesse econômico, programas de exploração mineral têm sido dirigidos a esses depósitos em várias partes do mundo. Os projetos de exploração na PMC tiveram início nas décadas de 1970 e 1980, a mineradora Vale S. A. (Vale), na época Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), obteve a concessão da área.

Na atualidade, a PMC constitui uma das maiores concentrações de depósitos cupro-auríferos conhecidos no mundo, dentre os quais merecem destaque o Sossego: corpos Sequeirinho-Pista-Baiano (85% de 355 Mt a 1,1% Cu, 0,28 g/t Au; Lancaster *et al.* 2000) e Sossego-Curral (15% de 355 Mt a 1,1 % Cu, 0,28 g/t Au; Lancaster *et al.* 2000); Cristalino (482 Mt a 0,65% Cu e 0,06 g/t Au; NCL Brasil, 2005), além dos depósitos Alvo 118 (170 Mt a 1,0% Cu e 0,3g/t Au; Torresi *et al.* 2012), Salobo (789 Mt a 0,96% Cu e 0,52 g/t Au; Souza & Vieira 2000) e Igarapé Bahia (219 Mt a 1,4% Cu e 0,86g/t Au; Tallarico *et al.* 2000). 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 contemporâneos, o que foi comprovado por dados geocronológicos, como no caso dos depósitos Alvo 118 e corpo Sossego, que indicam idades do Paleoproterozoico (Marschik *et al.* 2003, Moreto *et al.* 2013, Neves, 2006, Tallarico, 2003), apesar de haver também depósitos arqueanos na PMC.

O depósito Sossego, um depósito cupro-aurífero de descoberta relativamente recente, está situado a NW da cidade de Canaã dos Carajás (PA). O depósito compreende os corpos Sequeirinho, Sossego, Pista, Baiano e Curral. Os corpos Sequeirinho, Pista e Baiano respondem por 85% das reservas, cabendo aos corpos Sossego e Curral os 15% restantes. Localiza-se ao sul do sistema transcorrente Carajás, na zona de contato entre os gnaisses do Complexo Xingu, ao sul, e as rochas metavulcânicas máficas a félsicas do Supergrupo Itacaiúnas, ao norte. De acordo com Carvalho *et al.* (2005), a mineralização se desenvolveu em meio a intrusões granitoides e gabroicas, as quais têm formas alongadas e caráter sin-tectônico, sendo delimitadas por zonas de cisalhamento de direção ESE-WNW intensamente hidrotermalizadas. Na escala da PMC, essas zonas de cisalhamento marcam o limite entre a borda sul do

Domínio Carajás e o Domínio de Transição, a sul, e representam um corredor estrutural, onde também ocorrem os depósitos Visconde, Alvo 118, Cristalino, Bacaba, Jatobá, Bacuri e Castanha.

Estudos versando sobre o depósito Sossego (Monteiro *et al.* 2008, Moreto *et al.* 2013, Neves *et al.* 2006, Rosa 2006, Villas *et al.* 2004, 2005, 2006) enfocaram as rochas encaixantes do minério, a composição do minério, os tipos de alteração hidrotermal, a química mineral e os fluidos mineralizadores. No entanto, a diversidade de ambientes de formação, de tipos de granitoides associados e idades, mostra a necessidade de um aprimoramento do modelo genético, ao mesmo tempo em que gera dificuldades para a exploração de novas áreas potenciais. Assim, o reconhecimento das condições de formação desses depósitos é essencial e estratégico, sobretudo em Carajás, que representa a única província com depósitos arqueanos considerados como IOCG, até aqui conhecida, o que pode sugerir uma gênese bem particular. A necessidade de um conhecimento da paragênese da mineralização do depósito, um entendimento e reconhecimento das limitações das atuais técnicas de datações e uma nova tentativa de datar os sulfetos e gerar dados mineralógicos, isotópicos e geocronológicos mais completos motivou este trabalho, cuja principal perspectiva foi avançar no entendimento da gênese do depósito Sossego e dos sistemas cupro-auríferos em Carajás.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DO DEPÓSITO SOSSEGO

A área de estudo situa-se, na porção sudeste do estado do Pará, no município de Canaã dos Carajás. O depósito do Sossego está localizado a aproximadamente 25 km da cidade de Canaã dos Carajás e 45 km da cidade de Parauapebas (Fig. 1). O acesso à área se dá por via terrestre ou aérea saindo de Belém até Marabá, então seguindo até Parauapebas pela PA-150 e de Parauapebas até a Mina do Sossego pela PA-275.

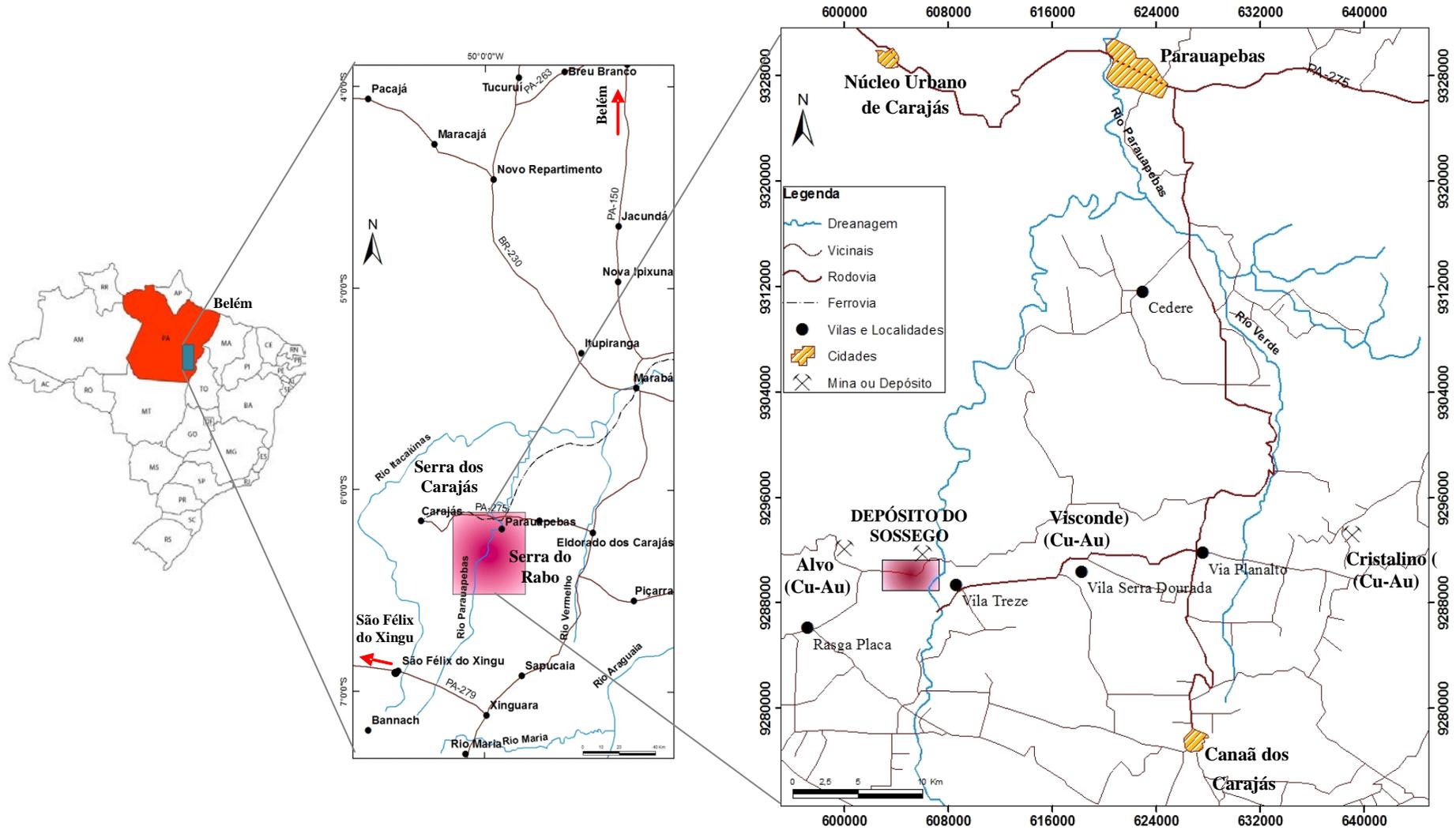


Figura 1- Mapa de localização do depósito do Sossego.
 Fonte: Modificado de Silva *et al.* (2012).

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como principais objetivos para o depósito Sossego:

- Avaliar a formação dos minerais de minério, os estilos e fases de mineralização;
- Determinar as idades da mineralização cupro-aurífera e das rochas encaixantes;
- Estimar a relação temporal entre as idades de formação da mineralização com as rochas hospedeiras/encaixantes do depósito Sossego e os demais depósitos do Cinturão Sul do Cobre.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 MATERIAIS

Foram utilizadas, neste trabalho, amostras de frente de lavra e também de afloramentos, coletadas durante a campanha de campo realizada à área de trabalho. Além de amostras de minério doadas pelo prof. Joel Macambira e Msc. Natasha Coral.

2.2 MÉTODOS

2.2.1 Pesquisa bibliográfica

Realizou-se pesquisa bibliográfica detalhada que abrangeu as áreas de interesse deste trabalho: geologia da região de Carajás, depósito Sossego, tipologia IOCG, alteração hidrotermal e sistemática U-Pb e Pb-Pb para datação de rochas hospedeiras e corpos de sulfetos em depósitos hidrotermais.

2.2.2 Atividades de campo

A campanha de campo foi realizada em uma etapa, no período de três dias, na qual se realizou a descrição mesoscópica e documentação fotográfica de afloramentos e da frente de lavra das cavas Sequeirinho e Sossego, dentro da área do depósito. Foram coletadas amostras representativas das diferentes rochas e estilos de mineralização encontrados.

2.2.3 Petrografia

2.2.3.1 A luz transmitida e refletida

Foram analisadas 7 seções polidas e 44 lâminas polidas em microscópio Zeiss, modelo Axioplan2, de luz transmitida e refletida, do Laboratório de Petrografia da UFPA. O exame petrográfico teve como principal finalidade descrever os diferentes litotipos e caracterizar os minerais de minério, tipos de alteração, bem como definir paragêneses e minerais em equilíbrio.

2.2.3.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV-EDS)

Foram selecionadas 16 lâminas delgadas para serem analisadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS) para uma descrição mais detalhada do conteúdo mineralógico e de feições texturais das rochas encaixantes e principalmente do minério, bem como análises semi-quantitativas de minerais. Para utilização do equipamento modelo LEO-1430, as amostras foram metalizadas com ouro e as imagens obtidas por elétrons retro-espalhados. As condições operacionais foram: voltagem de aceleração de 20 KV, corrente do feixe de elétrons de 90 μ A e distância de trabalho de 15 mm. As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura – LABMEV da UFPA.

2.2.4 Análises Isotópicas

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

2.2.4.1 Método U-Pb em zircão

Uma amostra do Granito Sequeirinho (GSQ) não mineralizada e coletada nos entornos da mina foi selecionada para análise geocronológica pelo método U-Pb em zircão. Após trituração, pulverização e peneiramento de cerca de 6 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, preferencialmente aqueles sem evidências de metamitização, inclusões ou fraturas, foram selecionados manualmente sob uma lupa binocular. Ao todo, foram selecionados 105 cristais, os quais foram confeccionados a montagem em epoxy.

. O método U-Pb por LA-MC-ICP-MS (*laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry*) em zircão consiste na confecção de montagens dos cristais de zircão em epoxy. Após a secagem do epoxy, é feito o polimento da montagem com lixa e pasta de diamante (3 μ m) até que os cristais fiquem expostos em sua metade e a superfície esteja límpida. Esse procedimento é seguido pela obtenção de imagens por catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura,

realizado no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da CPRM/Superintendência de Belém. Após essa etapa, as montagens são banhadas em ultrassom com HNO_3 a 3% e posteriormente lavadas com água destilada. Uma montagem é colocada junto com os padrões no equipamento e os grãos de zircão foram analisados conforme rotina do laboratório. As análises U-Pb por LA-MC-ICP-MS foram realizadas usando-se o equipamento *Thermo Finnigan Neptune* do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará - Pará-Iso.

O método utiliza feixe de laser 50%, frequência 10Hz e 25 micrômetros de diâmetro (*spot analyses*) para ionização da superfície de amostra. Padrões são analisados em paralelo para determinação dos teores dos elementos de interesse e a precisão analítica ficou entre 1,9 e 3,7% (2σ desvio padrão) com uma exatidão de 0,6 a 3,8% (2σ de desvio padrão). A interferência de chumbo comum (^{204}Pb) foi corrigida pelo monitoramento das massas de ^{202}Hg e ^{204}Pb ($^{204}\text{Hg}+^{204}\text{Pb}$) durante as análises, usando-se o modelo de evolução do Pb terrestre (Stacey & Kramers 1975).

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

Com vista a determinar a idade e a composição isotópica do Pb das rochas hospedeiras do depósito estudado, utilizou-se o método Pb-Pb por dissolução em rocha total. Foram selecionadas ao todo sete amostras: duas do granito granofírico Sossego (GGS), uma do milonito rico em biotita (MB), uma de rocha metavulcânica máfica (RMM) e três de gabronorito (GN). A abertura química de cerca de 300 mg de cada amostra foi feita com HF^{**} (48%) + HBr^{*****} (8N) em duas etapas de digestão, uma a frio de 7 horas e outra de 12 horas a 100°C .

Para a técnica de lixiviação, foram utilizadas quatro amostras de calcopirita, duas de brechas sulfetadas e duas de minério disseminado. Cerca de 400 mg de cada amostra foram progressivamente atacados por ácidos (Tabela 1) e dissolvidos parcialmente para produzir soluções coletadas em cinco etapas de lixiviação (L1 a L5) e uma etapa de dissolução total do resíduo (L6). O procedimento experimental para as análises de Pb seguiu as técnicas desenvolvidas por Manhès (1982), adaptada às condições do Pará-Iso, descritas em detalhe em Galarza Toro & Macambira (2002), Krymsky *et al.* (2007) e Romero *et al.* (2013).

Tabela 1- Etapas de digestão química aplicada às amostras de calcopirita lixiviadas do depósito Sossego.

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

Fonte: Galarza Toro & Macambira (2002), Krymsky *et al.* (2007) e Romero *et al.* (2013).

Nas duas técnicas, a amostra foi evaporada, solubilizada com HCl*** (2N), submetida à separação do Pb com resina de troca iônica SpecSr 50–100 µm (condicionada com HNO₃**).

O Pb foi coletado com auxílio de micropipeta e depositado em filamento de Re, previamente degaseificado a 1,8 A, com auxílio de 1µL H₃PO₄ + 1µL sílica e gel posto para secar a 1,5 A. Em seguida, colocaram-se 2µL de água mili-Q no cadinho da amostra e retirou-se 1µL da solução que foi depositada no filamento e secada mais uma vez em 1,5 A, a fim de completar 2µL da amostra sobre o filamento. As análises isotópicas de Pb foram realizadas em espectrômetro de massa de termo-ionização (TIMS) modelo *Thermo Triton Plus*. O “branco” de Pb do processo analítico, calculado com o auxílio do padrão Pb 982, variou entre 0,33 e 1,5 ng durante o período das análises isotópicas. Os cálculos de regressão e idade foram feitos com base no programa Isoplot (v.3.68) de Ludwig (2008). Os erros das razões isotópicas de chumbo foram cotados a um nível de confiança de 95%.

3 PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

A Província Mineral de Carajás está localizada no sudeste do Cráton Amazônico (Fig. 2), parte da Plataforma Sul-americana apontada como o principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981). No arranjo proposto por Tassinari & Macambira (1999, 2004), o cráton é dividido em seis províncias geocronológicas (Fig. 2A): Amazônia Central (> 2.2 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2.2–1.95 Ga), Ventuari-Tapajós (1.95–1.8 Ga), Rio Negro-Juruena (1.8–1.55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1.55–1.3 Ga) e Sunsás (1.3–1.0 Ga). Entretanto, Santos *et al.* (2000) subdividem o Cráton Amazônico em sete províncias geocronológicas, com limites consideravelmente distintos da proposta anterior, anotando-se como principais diferenças a adição da Província Carajás, a designação de Província Transamazônica no lugar de Província Maroni-Itacaiúnas, a redefinição da Província Tapajós-Parima (Ventuari-Tapajós), a divisão da Província Rio Negro-Juruena nas províncias Rio Negro (englobando a região de Ventuari) e Rondônia-Juruena e, por fim, a ampliação da Província Sunsás.

A Província Carajás é considerada como uma província parte do contexto geológico da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 2004). Devido ao seu enorme potencial metalogenético, esta tem sido alvo de diversos estudos geológicos ao longo das últimas décadas, o que resultou em novas propostas de compartimentação da referida província em segmentos crustais tectonicamente distintos (Althoff *et al.*, 2000, Costa *et al.*, 1995, Dall’Agnol *et al.*, 2006, Souza *et al.*, 1996). Neste contexto, Dall’Agnol *et al.* (2006) denominaram o segmento de crosta situado entre o Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e a Bacia Carajás como Domínio de Transição (DT), interpretado como uma extensão do TGGRM afetado pelos eventos neoarqueanos que deram origem à bacia. Posteriormente, Vasquez *et al.* (2008), dividiram a província em dois domínios tectônicos distintos: **Domínio Rio Maria** de idade mesoarqueana (3,0 - 2,87 Ga); e **Domínio Carajás**, formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,0 - 2,76 Ga) e geologicamente menos conhecido, e que contempla uma grande extensão areal das rochas indiferenciadas do Complexo Xingu. Esse novo arranjo permitiu que Feio *et al.* (2012) redefinissem o DT como Subdomínio de Transição (SDT), o qual se estenderia desde a borda sul da Bacia Carajás até o norte da cidade de Sapucaia, prolongando-se lateralmente até o município de São Félix do

Xingu. No entanto, trabalhos mais recentes realizados por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG-UFGA) mostraram que o SDT não corresponderia a uma crosta arqueana tectonicamente homogênea, o que levou à adoção das denominações **Domínio Canaã dos Carajás** (DCC) e **Domínio Sapucaia** (DS) para as porções norte e sul deste subdomínio, respectivamente (Dall'Agnol *et al.* 2013). Estes domínios são limitados por grandes descontinuidades regionais de direção E-W e com significativas diferenças em sua evolução geológica.

3.1 DOMÍNIO RIO MARIA

O Domínio Rio Maria (DRM) é representado por *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas, formado por metakomatiitos e metabasaltos com rochas metavulcânicas félsicas e intermediárias subordinadas, além de sequências vulcanossedimentares reunidas nos grupos Sapucaia, Identidade, Lagoa Seca, Babaçu, Seringa, Pedra Preta, entre outros, e metamorfisadas em condições da fácies xisto-verde a anfibolito (Souza *et al.* 1997, 2001). Correspondem às rochas mais antigas desse domínio, datadas em 3,0 a 2,9 Ga (Lafon *et al.* 2000, Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Rolando & Macambira 2002).

O DRM também comporta diversos granitoides arqueanos:

i) TTGs antigos, representados pelos Tonalito Arco Verde (2,96 Ga; Almeida *et al.* 2011, Rolando & Macambira 2003), Trondhjemitó Mogno (2,95 Ga e 2,92 Ga; Macambira 1992, Macambira & Lafon 1995), Complexo Tonalítico Caracol (~2,94 Ga; Almeida *et al.* 2011, Leite *et al.* 2004), Tonalito Mariazinha e algumas rochas do Tonalito Arco Verde (2,94 Ga; Almeida *et al.* 2011);

ii) Suíte sanukitoide Rio Maria composta por granitoides com alto Mg, de 2,87 Ga, representados pelo Granodiorito Rio Maria e demais rochas intermediárias (Leite & Dall'Agnol, 1994; Oliveira *et al.* 2010);

iii) Suíte Guarantã composta por leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcio-alcálicos, Granodiorito Grotão e rochas análogas de 2,87 Ga a 2,86 (Almeida *et al.* 2010);

iv) TTGs jovens (2,86 Ga), correspondentes ao Trondhjemitó Água Fria (Almeida *et al.* 2011); e

v) leucogranitos potássicos, representados por: granitos Xinguara (2,86 Ga; Leite *et al.* 2004, Macambira 1992), Mata Surrão (2,87 Ga; Gibbs *et al.* 1986; Rodrigues *et al.* 1992), além de rochas similares (Leite & Dall'Agnol 1994).

O Grupo Rio Fresco (2,76 Ga, idade de deposição; Macambira 1992) é composto por rochas sedimentares clásticas de natureza plataformal, essencialmente formadas por sedimentos clásticos grossos a finos (conglomerados, siltitos, grauvacas), pelíticos (folhelhos), químicos (*cherts*, dolomitos) e formação ferrífera bandada (DOCEGEO 1988, Hirata *et al.* 1982).

Os granitos tipo A proterozoicos de 1,88 Ga (Barbosa *et al.* 1995; Dall'Agnol *et al.* 1999, Machado *et al.* 1991, Wirth *et al.* 1986) são representados pelos corpos Seringa, Gradaús, São João e pelos granitos da Suíte Jamon, que incluem os granitos Musa, Jamon, Marajoara, Manda Saia, Bannach e Redenção (Dall'Agnol *et al.* 2005, Oliveira 2001). Os diques máficos a félsicos, de modo geral, ocorrem contemporâneos aos granitos anorogênicos, sob a forma de corpos subverticais, tabulares, com espessuras de 10 a 20 metros, cortando as unidades arqueanas, bem como localmente aos granitos proterozoicos (Gastal 1987, Silva Jr. *et al.* 1999).

3.2 DOMÍNIO CARAJÁS

O Domínio Carajás (DC) é representado pelas rochas vulcanossedimentares depositadas na Bacia Carajás e unidades granitoides que as cortam.

O embasamento da bacia é representado pelo Complexo Xingu (~2,89 Ga; 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 dessa unidade têm sido reinterpretadas e mapeadas como corpos graníticos independentes. Na área de Canaã dos Carajás, estudos recentes permitiram a individualização de granitoides, que substituíram totalmente o que antes era reconhecido como Complexo Xingu (Feio *et al.* 2013). Os granitoides são mesoarqueanos e formados entre 3,01 e 2,93 Ga (Granito Sequeirinho, Granito Canaã dos Carajás e Trodhjemito Rio Verde, de afinidade cálcio-alcálica) e entre 2,87 e 2,83 Ga (Complexo Tonalítico Campina Verde, de afinidade TTG, e os granitos Cruzadão, cálcio-alcálico a alcálico, e Bom Jesus e Serra Dourada, ambos cálcio-alcálicos).

O Grupo Rio Novo é representado por rochas máficas e ultramáficas metamorfisadas, formações ferríferas bandadas e xistos paraderivados, cortado pelo complexo máfico-ultramáfico Luanga e pelo Complexo Granítico Estrela, ambos de 2,76 Ga (Barros *et al.* 2001, Barros *et al.* 2009, Machado *et al.* 1991).

O Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga, Machado *et al.* 1991) engloba uma sequência de rochas metavulcanossedimentares pertencentes aos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Grão Pará e Igarapé Pojuca (2,76 e 2,73 Ga; U-Pb em zircão, Gibbs *et al.* 1986, Krymsky *et al.* 2002, Machado *et al.* 1991, Tallarico *et al.* 2005, Trendall *et al.* 1998; Pb-Pb em zircão, Macambira *et al.* 1996a). É composto de paragnaisses, anfíbolitos, quartzitos, meta-arcósios, rochas vulcânicas de assinatura geoquímica toleíticas a cálcio-alcálicas e formações ferríferas metamorfisadas nas fácies xisto verde a anfíbolito.

A Formação Águas Claras é composta principalmente por pelitos, siltitos e arenitos, apresentando características deposicionais de plataforma marinha e outro membro superior composto de arenitos depositados em condições litorâneas, anquimetamorfisados. (Nogueira *et al.* 1995). A idade mínima dessa unidade é dada por diques e soleiras máficas nela intrusivos (2,64 a 2,70 Ga, Pb-Pb em zircão, Dias *et al.* 1996; U-Pb em zircão, Mougeot *et al.* 1996a). Já a idade máxima é dada por grãos detriticos de zircão (2,77 a 3,04 Ga, U-Pb, Macambira *et al.* 2001; U-Pb, Mougeot *et al.* 1996a). Entretanto, para rochas vulcânicas consideradas sindeposicionais à Formação Águas Claras foi obtida a idade de 2,68 Ga (U-Pb em zircão, Trendall *et al.* 1998), interpretada como a verdadeira idade dessa formação.

Granitos tardios (~2,5 Ga), de caráter alcalino e metaluminoso, são representados pelos 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), os quais cortam as rochas do Supergrupo Itacaiúnas. No Paleoproterozoico, em torno de 1,88 Ga, a PMC foi palco de um amplo magmatismo granítico anorogênico, que deu origem a Suíte Granítica Carajás. Este magmatismo é representado pelos granitos Central Carajás, Cigano e Pojuca (Dall'Agno *et al.* 2005).

3.3 DOMÍNIO SAPUCAIA

O Domínio Sapucaia (DS) é constituído pelo *greenstone belts* de fácies xisto verde a anfíbolito, como micaxistos, metadacitos, BIFs, metamafitos e metaultramafitos, que foram retrabalhados pelo cisalhamento dúctil e se dispõem alongados e adelgaçados na direção E-W (Costa *et al.* 1995, DOCEGEO 1988, Sousa *et al.* 2013). Dominam o Trondhjemitó Águas Frias (2,86 Ga; Leite *et al.* 2004) que é similar geoquimicamente ao Complexo Tonalítico Caracol e aos TTG arqueanos, mas é relativamente mais enriquecido em K (Dall’Agnol *et al.* 2006, Leite 2001). O Trondhjemitó Colorado (2,87 Ga; Silva *et al.* 2010) possui semelhanças com o Trondhjemitó Mogno, o Tonalito Mariazinha e os TTGs arqueanos (Silva *et al.* 2014). Ambos correspondem aos TTGs mais jovens do DS. O Granito Xinguara, constituído por leucogranitos potássicos e intrusivo no Complexo Tonalítico Caracol e no Granodiorito Rio Maria (2,86 Ga, Leite *et al.* 2004). Dall’Agnol *et al.* (2013) inserem esta unidade no DS por suas rochas exibirem recristalização acentuada, diferentemente daquelas de composição similar encontradas no DRM.

3.4 DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS

O Domínio Canaã dos Carajás (DCC) são descritas pelas rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté e granitoides mesoarqueanos que por ordem de formação são representados pelo Tonalito Bacaba, Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemitó Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde e granitos Cruzadão, Boa Sorte, Bom Jesus e Serra Dourada, além dos ortognaisses e granitoides do Complexo Xingu. Existem ainda corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté; rochas gabroicas da série charnockítica do Diopsídio-Norito Pium; granitoides neoarqueanos diversos das suítes Plaqué, Planalto e Pedra Branca, Granito Anorogênico Paleoproterozoico Rio Branco e enxames de diques de composição predominantemente máfica. As diversas unidades mencionadas possuem idades meso- a neoarqueanas.

A granitogênese mesoarqueana do DCC é composto pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté o qual contém ortogranulitos charnockíticos a enderbíticos, cálcio-alcalinos de textura granoblástica interlobada equigranular (Vasquez *et al.* 2008), Tonalito Bacaba (3,0 Ga, Moreto *et al.* 2011), granitoides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (2,97 a 2,86 Ga, Avelar *et al.* 1999, Machado *et al.* 1991), Granito Canaã dos Carajás

(2,96 Ga, Feio *et al.* 2013), Complexo Tonalítico Campina Verde, caracterizadas por foliação magmática E-W (2,87 a 2,85 Ga, Feio *et al.* 2013) e o Trondhjemito Rio Verde fortemente foliado, podendo conter rochas bandadas com alternância de trondhjemitos e tonalitos de afinidade TTG (Feio *et al.* 2013). Além da Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale 1997), com idades de 2,76 Ga (Lafon *et al.* 2000), Suíte Pedra Branca (2,75 Ga, Feio *et al.* 2013, Gomes & Dall’Agnol 2007, Sardinha *et al.* 2004) e os plútons das suítes Plaquê e Planalto, com idades entre 2,74 e 2,72 Ga (Avelar *et al.* 1999, Feio *et al.* 2012, 2013, Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2004, Vasquez *et al.* 2008).

As rochas gabroicas da série charnockítica do Diopsídio-Norito Pium, têm idades de cristalização de 2,75 Ga, teriam sido geradas a partir da fusão parcial de manto peridotítico e evoluído por diferenciação magmática (Ricci & Carvalho 2006, Santos *et al.* 2013). Estudos recentes indicam a existência de rochas ígneas charnockíticas (Feio *et al.* 2013) e granitoides neoarqueanos (Galarza Toro *et al.* 2012) intimamente associados ao Diopsídio-Norito Pium, sugerindo a existência de uma geração de rochas ígneas de idade similar à obtida por Santos *et al.* (2013).

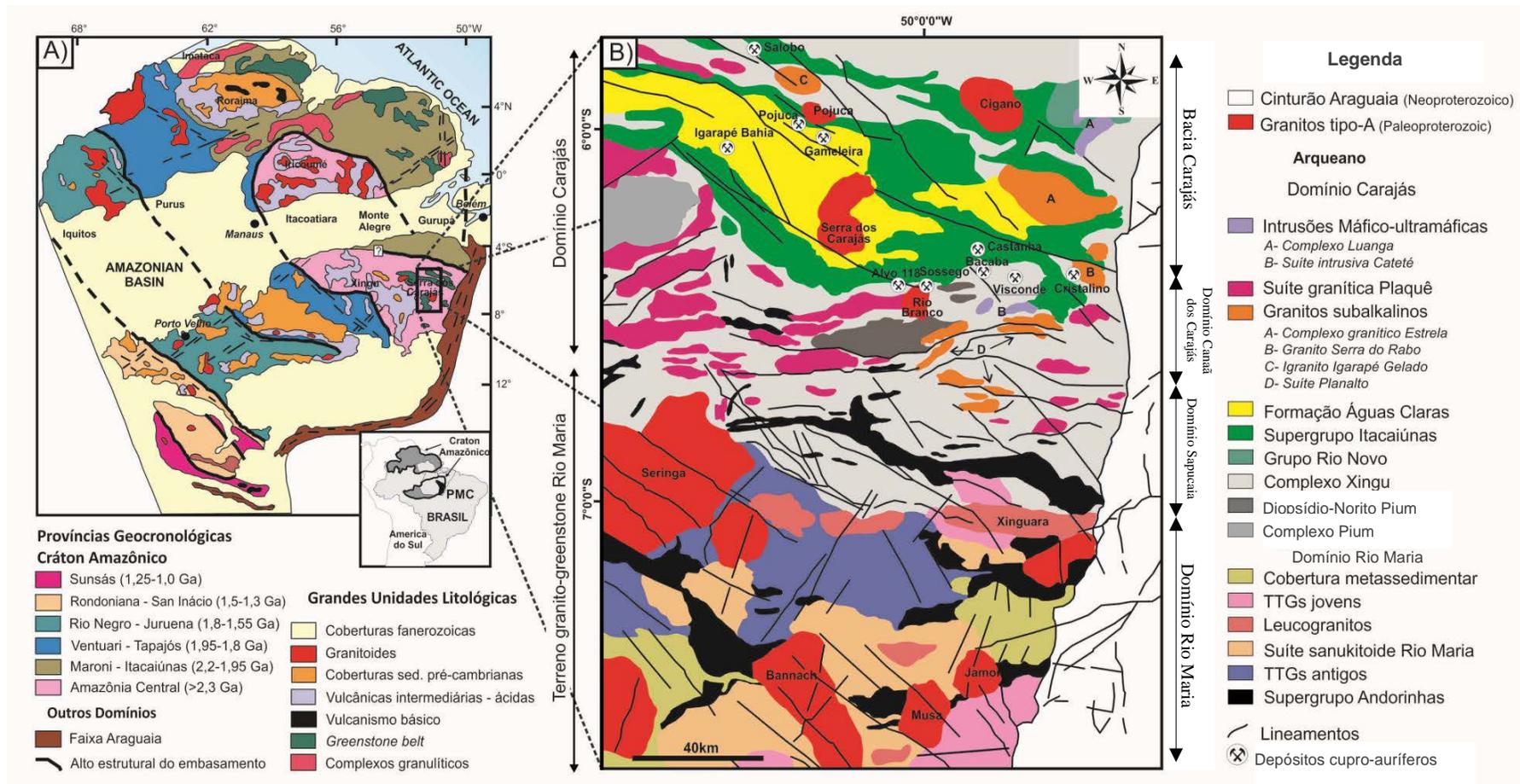


Figura 2 - A) Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (2004); B) Província Mineral de Carajás.
Fonte: Modificado de DOCEGEO (1988), Feio *et al.* (2012), Dall'Agnol *et al.* (2013).

3.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Diferentes modelos têm sido propostos para explicar a evolução tectono-metamórfica da PMC (Araújo *et al.* 1988, Costa *et al.* 1995, Pinheiro & Holdsworth 2000). Segundo Avelar *et al.* (1999), é possível notar uma clara diferença entre os domínios em termos de estruturação, o TGGRM (Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria), que corresponde ao DRM, poderia ser interpretado como resultado de agregação de arcos de ilhas, ao sul, com uma massa continental, ao norte, que se deu 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).

A fase de deformação compressiva que atuou na PMC, segundo Barros *et al.* (2004), é marcada pela colocação de diversos corpos graníticos sintectônicos entre 2,76 e 2,74 Ga (Complexo Granítico Estrela, suítes Plaquê e Planalto, dentre outros), após o desenvolvimento da Bacia Carajás, afetando especialmente o domínio Carajás e o domínio Canaã dos Carajás, ocasionando a estruturação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. A deformação teria induzido o espessamento e fusão da crosta em profundidade, que gerou tal magmatismo (Avelar *et al.* 1999). No domínio Carajás, desenvolveu-se um sistema transpressivo-sinistral dúctil que deformou as rochas do Diopsídio-Norito Pium e complexo Xingu, Suíte Plaquê e Grupo Igarapé Salobo em condições de alta temperatura e as rochas do Grupo Igarapé Pojuca, em condições de temperaturas médias a baixas (Pinheiro & Holdsworth, 2000).

Eventos extensivos e transtensivos posteriores teriam propiciado a deposição do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras (Pinheiro & Holdsworth 2000) e, estaria associado aos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, e também à nucleação da falha Carajás (em torno de 2,6 Ga). 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 1,88 Ga, quando há uma diminuição gradativa da deformação na região de Carajás (Pinheiro & Holdsworth 2000).

4 PRINCIPAIS DEPÓSITOS IOCG DO CINTURÃO SUL DO COBRE

Os Cinturões Norte e Sul do Cobre foram termos propostos por Moreto *et al.* (2013), que engloba os depósitos IOCG da PMC, são restritos ao DC e estão próximos de importantes descontinuidades crustais representadas pelos contatos norte e sul entre a Bacia Carajás e as rochas do embasamento. O Cinturão Norte do Cobre está situado no limite norte da bacia, ao longo do sistema de falha transcorrente Cinzento, hospeda os depósitos Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Gameleira, Pojuca, Paulo Alfonso, Furnas, Polo, e Igarapé Cinzento/Alvo GT46. Esses depósitos seriam relacionados a um único evento metalogenético IOCG em ca. 2,57 Ga, associado à instalação de sistema magmático hidrotermal regional (Grainger *et al.* 2008, Groves *et al.* 2010). Entretanto, idades mais antigas (2.705 ± 42 Ma, Pb-Pb em calcocita) e mais novas (2.112 ± 12 Ma, Pb-Pb em magnetita), reportadas por Tassinari *et al.* (2003), apontam para uma evolução mais complexa, que poderia inclusive incluir sobreposição de evento hidrotermal no Paleoproterozoico.

O Cinturão Sul do Cobre situa-se na porção sul do DC e hospeda os depósitos Sossego (foco deste estudo), Cristalino, Alvo 118, Bacaba, Castanha, Bacuri, Visconde e Jatobá (Figura 3). Esse cinturão está restrito às descontinuidades crustais representadas pelos contatos norte e sul da Bacia Carajás com as rochas do embasamento. Dados geocronológicos (Pb-Pb, Silva *et al.* 2012; U-Pb, Zr, Moreto *et al.* 2011; Pb-Pb, Sm-Nd, Neves 2006; Ar-Ar, Marschik *et al.* 2003; U-Pb, Zr, Tallarico, 2003; Pb-Pb, Soares *et al.* 2001; Pb-Pb, Zr, Huhn *et al.* 1999) para o Cinturão Sul do Cobre abrangem rochas hospedeiras e do minério. Entretanto, a quantidade de dados é insuficiente para uma interpretação evolutiva mais completa para tais depósitos, uma vez que são encontrados altos erros nos métodos utilizados para datar as mineralizações.

Neves *et al.* (2006) obtiveram idade de 2,53 Ga para o corpo Sequeirinho, interpretada como abertura do sistema do Pb provocada por algum evento subsequente à formação do minério, e 1,58 Ga para corpo Sossego, pelo método Pb-Pb a partir de concentrados de calcopirita, que relacionou ao evento termal que gerou o leucogranito de Gameleira ($1583+9/-7$ Ma; Lindenmayer *et al.* 2001), mas ainda não reconhecido na região de Canaã de Carajás, o que reflete uma reomogeneização isotópica do Pb a essa época. No entanto, estudos recentes de Moreto *et al.* (2015), pelos métodos Re-Os (NTIMS em molibdenita) e U-Pb (LA-MC-ICPMS em monazita hidrotermal) para o depósito Sossego revelaram que os dois conjuntos de corpos de minério (Sequeirinho-Pista-Baiano e Sossego-Curral), embora espacialmente próximos, foram formados

durante intervalos de tempo distintos. O corpo Sequeirinho-Pista-Baiano formou-se durante o Neoarqueno (2,71 – 2,68 Ga) e o corpo Sossego-Curral, durante o Paleoproterozoico (1,90 – 1,88 Ga).

Nos depósitos Bacaba e Bacuri, estudos de Moreto *et al.* (2015) pelos métodos U-Pb (LA-MC-ICPMS em monazita hidrotermal) e Re-Os (NTIMS em molibdenita), sugerem idades do Neoarqueano (2,76 e 2,72 – 2,68 Ga) e do Paleoproterozoico (2,06 Ga). Esses dados, relacionados com a idade do depósito Alvo 118 (1868 ± 7 Ma, U-Pb SHRIMP em xenotima hidrotermal; Tallarico 2003) indicam a recorrência de sistema hidrotermal no Cinturão Sul do Cobre, que incluem a formação dos corpos de minério Sossego-Curral e Alvo 118, que são contemporâneos. A idade neoarqueana 2,76 Ga está relacionada à migração de fluido coeva a formação da Bacia Carajás, enquanto as idades 2,72 – 2,68 Ga são atribuídas, principalmente, à inversão da bacia juntamente com o magmatismo neoarqueano félsico (Moreto *et al.* 2015).

Nos depósitos Cristalino e Visconde, dados isotópicos sugerem um intervalo de idades variando de 2,74 a 2,70 Ga, respectivamente (Soares *et al.* 2001, Silva *et al.*, 2012), enquanto para o corpo Sequeirinho, Neves *et al.* (2006) obtiveram 2,53 Ga. Esses valores, apesar de apresentarem-se relativamente imprecisos, foram interpretados como relacionos ao magmatismo de 2,74 Ga presente na província, a exemplo das intrusões da Suíte Planalto. A idade do Corpo Sequeirinho foi atribuída a processos de abertura do sistema isotópico em função de eventos tectono-termiais posteriores (Neves *et al.* 2006). Para os depósitos Castanha e Jatobá não há dados suficientes para afirmar se fazem parte da mesma história evolutiva do Cinturão Sul do Cobre.

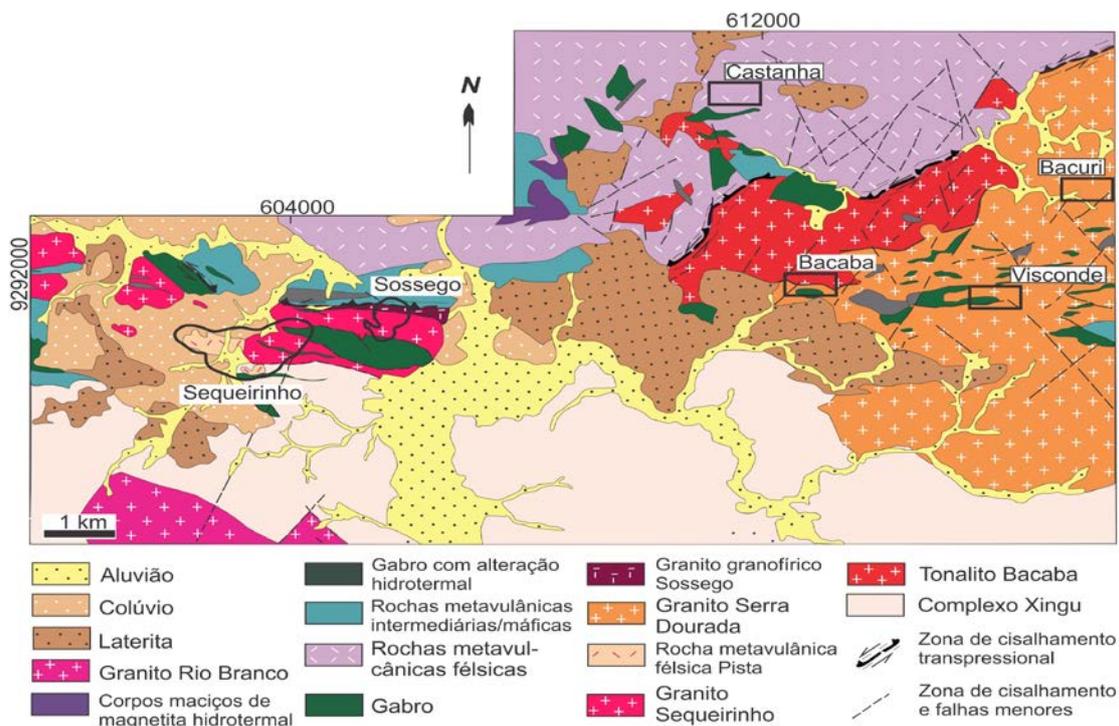


Figura 3 - Mapa geológico da porção centro-oeste do Cinturão Sul do Cobre, mostrando os depósitos Sossego (corpos Sequeirinho e Sossego), Bacaba, Castanha, Bacuri e Visconde.

Fonte: Modificado de VALE por Moreto *et al.* (2013).

A seguir serão descritos os mais representativos depósitos do Cinturão Sul do Cobre e suas principais características, com base na integração de dados geológicos, geocronológicos, petrológico e metalogenéticos de estudos até agora realizados na área:

4.1 DEPÓSITO SOSSEGO

O depósito do Sossego localiza-se 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 (85% de 355 Mt a 1,1% Cu e 0,28 g/t Au; Lancaster *et al.* 2000) e Sossego-Curral (15% de 355 Mt a 1,1% Cu e 0,28 g/t Au; Lancaster *et al.* 2000).

Os corpos Sequeirinho e Sossego, 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 (Monteiro *et al.* 2008, Villas *et al.* 2004). O corpo Sossego é formado em níveis estruturalmente mais rasos, a alteração potássica foi bem mais pronunciada, tendo se desenvolvido enquanto as rochas se deformavam rutilmente; em ambos os corpos ocorre alteração clorítica em zonas externas (Monteiro *et al.* 2008, Villas *et al.* 2004, 2005, 2006).

Os corpos de minério são representados por veios e zonas de *stockwork*, que localmente formam corpos brechoides com matriz de sulfetos e elevado mergulho. A calcopirita é o principal mineral de minério e o ouro encontra-se finamente incluso nos sulfetos (Villas *et al.* 2004).

As principais alterações observadas no corpo Sequeirinho são sódica (albita-hematita, escapolita e turmalina) e sódico-cálcica (actinolita/Mg-hornblenda, albita, Fe-edenita/hastingsita, magnetita, calcita, epidoto, quartzo, titanita, alanita e torianita) precoce, 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. Também foram afetadas por forte metassomatismo de Fe, que gerou corpos maciços de magnetitito (Monteiro *et al.* 2008).

Estudos de Monteiro *et al.* (2008) revelam que no corpo Sossego ocorre alteração potássica com ortoclásio e Cl-biotita e cloritização. Brechas mineralizadas em ambas as jazidas têm zoneamento de actinolita/Fe-actinolita, Cl-apatita e magnetita no interior. Os sulfetos ocorrem em equilíbrio com uma assembleia paragenética tardia de calcita-quartzo-clorita-epidoto-alanita. O estágio de mineralização nos dois corpos é caracterizado pela formação de calcopirita (CuFeS_2), pirita (FeS_2) (com elevados conteúdos de Au, Se, As, Ni, Co e Pd), ouro (Au), siegenita ($(\text{Ni},\text{Co})_3\text{S}_4$), millerita (NiS), hessita (Ag_2Te), Pd-melonita (NiTe_2), esfalerita (ZnS), galena (PbS) e cassiterita (SnO_2).

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). Estudos de inclusões fluidas em quartzo no corpo Sequeirinho indicam 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).

Estudos mais recentes no depósito Sossego realizados por Moreto *et al.* (2015), sugerem que o evento de mineralização ocorreu no intervalo de 2,71-2,68 Ga para os

corpos Sequeirinho, Pista e possivelmente o Baiano e 1,90-1,88 Ga para os corpos Sossego e Curral.

4.2 DEPÓSITO CRISTALINO

O depósito Cristalino está localizado na área da Serra do Rabo. Hospeda-se em rochas vulcânicas máficas, intermediárias e félsicas, intercaladas com formações ferríferas ricas em magnetita, que foram metamorfasadas 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). Segundo NCL Brasil (2005), o depósito apresenta 482 Mt com 0,65% Cu e 0,06 g/t Au.

Estágios de alteração hidrotermal foram reconhecidos nas rochas encaixantes. 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. Tardamente e associada com a mineralização, ocorreu a formação de clorita, epidoto, apatita, alanita e turmalina (Huhn *et al.* 1999a, NCL Brasil 2005, Ribeiro *et al.* 2009).

O minério é composto principalmente por calcopirita (CuFeS_2), pirita (FeS_2), magnetita (Fe_3O_4), bravoíta ($(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$), vaesita (NiS_2) e ouro (Au), presentes em brechas com quartzo e carbonato e na forma de *stockwork*, disseminações e veios, principalmente na sequência vulcanossedimentar e, secundariamente, nos corpos intrusivos (Huhn *et al.* 1999, Ribeiro *et al.* 2009). Soares *et al.* (2001), em datação Pb-Pb em calcopirita e pirita, obtiveram idades de 2719 ± 36 Ma, similar à idade do granito Planalto que ocorre na área. A assinatura isotópica dos sulfetos ($\delta^{34}\text{S} = 0,6$ a $1,5\%$) é de fonte magmática (Ribeiro *et al.* 2009).

4.3 DEPÓSITO ALVO 118

O depósito Alvo 118 localiza-se ao sul do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, e a nordeste do depósito Sossego. Está hospedado em basaltos, formações ferríferas bandadas, riolitos, dacitos e rochas metavulcanossedimentares pertencentes ao Grupo Grão Pará, além de tonalitos, granodioritos e diques porfiríticos (Albuquerque *et al.* 2001, Rigon *et al.* 2000). Segundo Torresi *et al.* (2012) contém 170 Mt a 1,0% Cu e 0,3g/t Au. A mineralização cupro-aurífera se desenvolveu durante deformação rúptil que resultou na formação de corpos brechoides e *stockwork*, em que estão presentes calcopirita (CuFeS_2), bornita (Cu_5FeS_4), magnetita (Fe_3O_4), hematita (Fe_2O_3) e

proporções menores de calcocita (Cu_2S), Au nativo, teluretos de Au-Ag, galena (PbS), esfalerita (ZnFeS), cassiterita (SnO_2) e minerais de Bi-Te-Au-Ag (Rigon *et al.* 2000, Tallarico 2003, Torresi *et al.* 2012).

As zonas de alteração hidrotermal, que ocorrem externamente aos corpos de minério, apresentam 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.* 2012). A assinatura geoquímica do depósito Alvo 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 (Xavier *et al.* 2008).

Estudos geocronológicos permitiram determinar a idade de cristalização do Tonalito Alvo 118 (Suíte Plaquê) em 2743 ± 3 Ma, anterior ao alojamento dos diques porfíricos (2654 ± 9 Ma, Pb-Pb em zircão, SHRIMP II, Tallarico 2003). Datações em xenotima dos veios e no minério maciço forneceram idades de 1868 ± 7 e 1869 ± 7 Ma, respectivamente (U-Pb, SHRIMP II, Tallarico 2003). Essas idades indicam evento mineralizador paleoproterozoico ou abertura do sistema isotópico devido a reativações de falhas ou à granitogênese paleoproterozoica (Grainger *et al.* 2008, Tallarico 2003).

4.4 DEPÓSITOS BACABA E CASTANHA

O depósito Bacaba está localizado a 7 km a nordeste do depósito Sossego. Os corpos de minério cupríferos são hospedados pelo Granito Serra Dourada (2.860 ± 22 Ma; Moreto *et al.* 2011), pelo Tonalito Bacaba ($\sim 3,0$ Ga, Moreto *et al.* 2011) e por gabros. Nessas rochas ocorrem, sucessivamente, precoce e intenso metassomatismo sódico (albita-escapolita), 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, allanita, 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).

O depósito Castanha está localizado a 7 km a nordeste do depósito Sossego e tem como hospedeiras rochas metavulcânicas dacíticas e riolíticas, correlacionadas ao

Supergrupo Itacaiúnas, e gabros, todas alteradas hidrotermalmente. Por ser um depósito de Cu-(Zn-Ni), apresenta assinatura metálica distinta dos demais depósitos (Pestilho & Monteiro 2008). O minério ocorre em veios, vênulas e brechas, quase sempre cortando zonas que foram anteriormente milonitizadas, e consiste de calcopirita, pirita, pirrotita, marcassita e esfalerita. Fases subordinadas como milerita, vaesita e Pb-melonita, uraninita, molibdenita e galena também foram identificadas, além de minerais de ganga. Essa 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 (Pestilho 2011).

Segundo Moreto *et al.* (2011), destacam-se nesse depósito extensas zonas de alteração hidrotermal potássica e escapolitização, se bem que outros tipos também sejam registrados (silicificação, alteração sódica, carbonatação, sericitização e cloritização).

4.5 DEPÓSITO VISCONDE

O depósito Visconde está localizado a cerca de 15 km a leste do depósito Sossego. Está hospedado em rochas arqueanas que apresentam variáveis estágios de cisalhamento e alteração hidrotermal, onde se destacam rochas metavulcânicas félsicas (2968 ± 15 Ma, Silva *et al.* 2012), o Granito Serra Dourada (2860 ± 22 Ma, Silva *et al.* 2012) e gabros/dioritos. Os diferentes tipos de alteração hidrotermal registradas nessas rochas apresentam 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 de minerais primários das rochas e a disseminação de calcopirita, pirita, molibdenita e pentlandita (Craveiro *et al.* 2012a). Dados isotópicos de oxigênio e hidrogênio de minerais representativos desses tipos de alteração mostram que os fluidos hidrotermais foram quentes ($410 - 240^\circ\text{C}$) e progressivo empobrecimento de ^{18}O ($\delta^{18}\text{OH}_2\text{O} = +4,2$ a $9,4\%$, Silva *et al.* 2012).

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 (Pestilho 2011).

Datação do minério por lixiviação e dissolução total em calcopirita forneceu idades de 2736 ± 100 Ma e 2729 ± 150 Ma (Silva *et al.* 2012), que indicam ser a

mineralização neoarqueana 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 por Silva *et al.* (2012) como a idade mínima da mineralização.

As concentrações subeconômicas do depósito Visconde devem ser resultado da ausência de grandes estruturas que poderiam ter favorecido maior influxo de fluidos superficiais, tal como ocorreu na formação dos depósitos Sossego e Alvo 118 (Craveiro *et al.* 2012a, Craveiro 2011, Silva, *et al.* 2012).

5 GEOLOGIA LOCAL

Meso e microanálises foram feitas nos principais litotipos encontrados nos corpos Sossego e Sequeirinho. Localmente na área de pesquisa foram encontrados quatro grupos de rochas: *Granito Sequeirinho (GSQ)*, Milonito rico em Biotita (MB), Gabro-diorito (GD) e Diabásio (DB).

O GSQ apresenta aspecto geral maciço, embora pontualmente apresente textura milonítica e cataclástica, é hospedeiro da mineralização e está localizado ao longo da zona dúctil (Fig. 4) em contato com os milonitos e gnaisses do Complexo Xingu. O MB é rico em biotita e anfibólio, e fortemente foliado, com direção preferencial E-W. O GD é um grupo de rocha representado por gabros e dioritos, com predominância de textura gabroica e com características mineralógicas semelhantes. O DB encontra-se com feições originais bastante preservadas, apresentando a textura seriada como dominante. Estes três últimos grupos de rochas são encaixantes do Granito Sequeirinho.

As demais litologias que foram reconhecidas em trabalhos anteriores não foram aqui incluídas, devido às limitações de acesso na mina, impossibilitando a coleta de uma maior variedade de amostras.

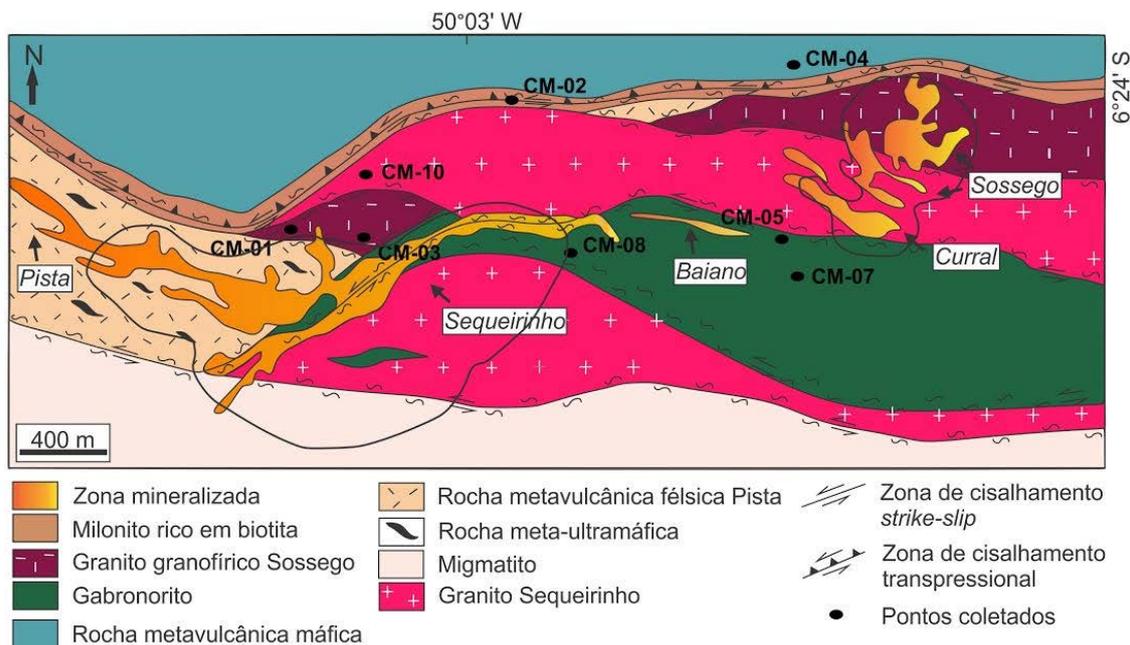


Figura 4 - Mapa geológico simplificado do depósito Sossego, com os corpos Pista, Sequeirinho, Baiano, Curral e Sossego, e os pontos de amostragem.

Fonte: Modificado de Monteiro *et al.* (2008).

A seguir as descrições mais detalhadas das litologias identificadas neste trabalho:

Granito Sequeirinho (GSQ) – esse granito sofreu alteração hidrotermal, deformação e exibe foliação milonítica orientada segundo as direções NW-SE e E-W (Carvalho 2009). Descrições mais detalhadas das feições originais são dificultadas pelo intenso grau de alteração e deformação do corpo granítico, porém em porções mais preservadas, é possível observar cristais anédricos a subédricos de quartzo e feldspato alcalino. Os porfiroclastos de feldspato alcalino e quartzo exibem forma amendoada e prismática alongada, com vários cristais deformados e retorcidos. Essas rochas exibem moderada a forte orientação mineral, representada por plagioclásio, anfibólio e epidoto. Essas rochas são registradas em toda extensão da área do depósito do Sossego e apresentam composição trondhjémítica-tonalítica. Por exibirem características mineralógicas muito semelhantes, elas serão tratadas como uma única unidade.

A deformação impressa sobre esses granitoides permite classificá-los como: granitoides pouco deformados, milonitizados e cataclasados. Ressalta-se, porém, que é comum ocorrer mais de uma textura em uma mesma rocha.

De modo geral, ao microscópio, esses granitoides encontram-se fortemente alterados e deformados, com evidências de milonitização e cataclase. Os tipos menos deformados apresentam textura dominante granular hipidiomórfica e trama isotrópica à levemente orientada (Fig. 5A). São constituídos de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e anfibólio (hornblenda). Como minerais acessórios são observados titanita, zircão, biotita, rutilo, ilmenita, thorianita e sulfetos. E minerais de alteração são epidoto, clorita, calcita e sericita. Os cristais de quartzo e plagioclásios apresentam tamanho que variam entre 1 mm e 2 mm. As principais alterações identificadas nesses tipos de rochas são a epidotização, cloritização e sericitização.

Em relação à textura *milonítica* encontrada no granitoide, os cristais de quartzo ocorrem de forma anédrica a subédrica e os porfiroclastos de feldspato alcalino e quartzo assumem formas amendoadas (Fig 5B), exibem moderada a forte orientação dos minerais como plagioclásio, anfibólio e epidoto (Fig 4C).

Na porção *cataclástica* é observada textura granoblástica, com minerais intensamente fraturados (Fig. 5D), e as bordas dos cristais de quartzo e plagioclásio estão bastante cominuídos. O feldspato alcalino ocorre predominantemente de forma anédrica, com maclamento *chessboard* (Fig. 5E), plagioclásio (albita) e polissintético, zoneamento oscilatório e contatos irregulares com o quartzo.

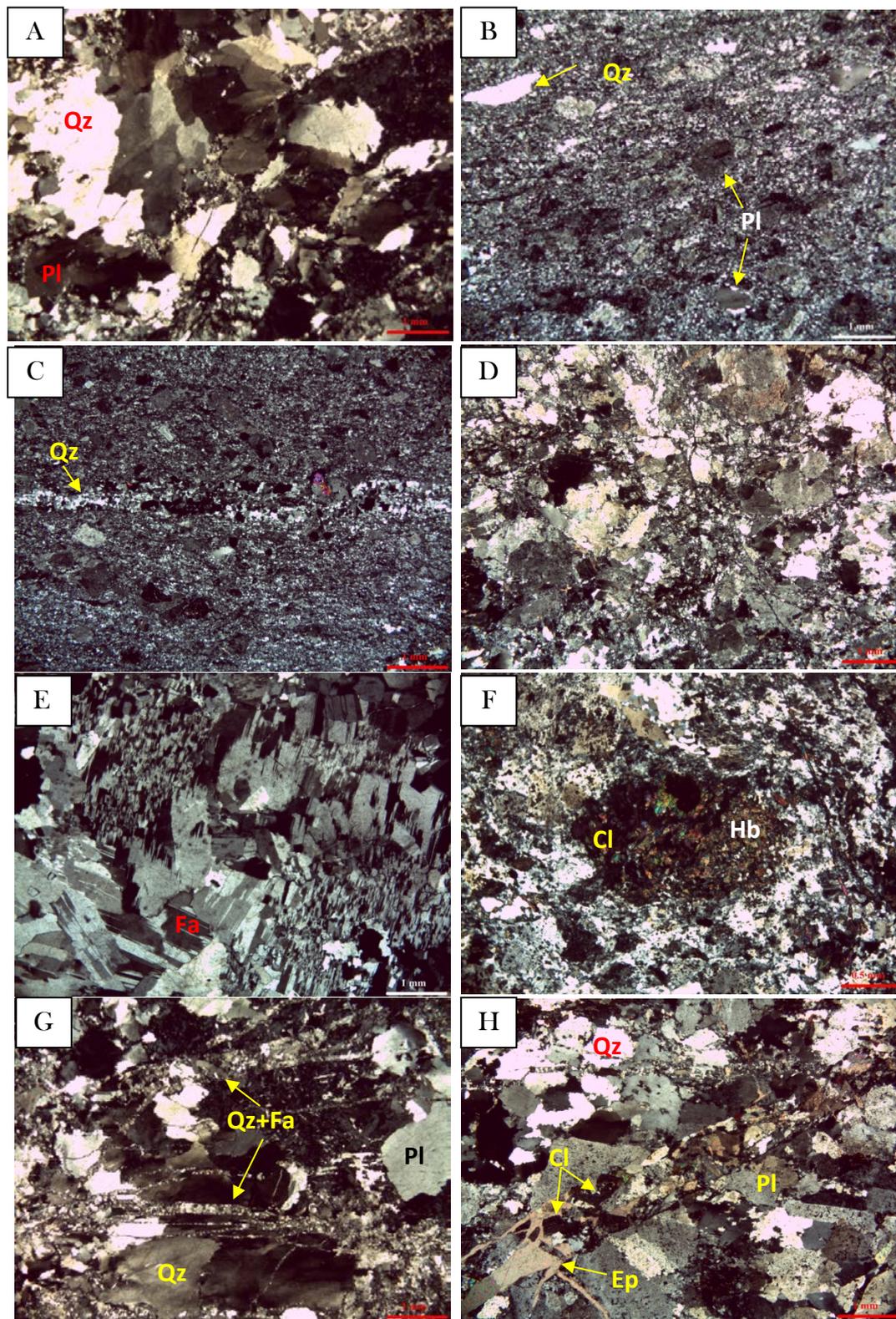


Figura 5 - Fotomicrografias dos aspectos texturais do Granito Sequeirinho: A) textura granular hipidiomórfica presente nas rochas menos deformadas; B) textura milonítica com feições estiradas de Qz e Pl; C) textura afanítica em amostras do granitoide milonitizado e microveio de Qz cortando essa rocha; D) textura granoblástica em amostras catacladas de granitoide; E) zoneamento *cheesboard* no Fa; F) cloritização da hornblenda; G) microvênulas preenchidas por Qz+Fa; e H) veios preenchidos por Qz + Pl + Ep + Cl. Cl-clorita, Ep-epidoto, Fa-feldspato alcalino, Hb-hornblenda, Ms-muscovita, Pl-plagioclásio, Qz-quartzo

Fonte: Do autor.

O **plagioclásio** ocorre como cristais anédricos a euédricos, inequigranulares. Alguns cristais estão levemente orientados, com maclamento Albita-Carlsbad. Sua composição dominante é albita (An₁₀₋₂₀). Cristais maiores encontram-se intersticiais aos aglomerados de microcristais de quartzo. Apresentam-se fracamente fraturados, deformados e alterando levemente para sericita.

Os cristais de **quartzo** ocorrem de forma subédrica a anédrica e geralmente apresentam forte extinção ondulante, policristalinos, levemente orientados, exibindo contatos suturados entre si e com cristais de feldspato. O quartzo está presente também em vênulas, as quais localmente cortam agregados de clorita.

O **anfíbólio** apresenta formas subédrica e anédrica e são representados pela hornblenda e actinolita. O primeiro mineral ocorre esparsamente na rocha, junto com epidoto. Os cristais de actinolita estão fortemente fraturados e deformados por microveios de quartzo e minerais opacos. Alguns cristais de hornblenda apresentam textura corona, englobando o mineral ilmenita e inclusões de titanita ou de ilmenita. Alteram-se com frequência para clorita (Fig. 5F).

A **ilmenita** varia de anédrica a subédrica e ocorre próxima aos cristais de clorita e epidoto, seguindo a orientação dos mesmos e apresenta-se associada com o rutilo (Fig. 6). Por vezes encontra-se inclusa na hornblenda e na titanita. Alguns cristais estão com bordas alteradas (vermelha), possivelmente pela oxidação do Fe.

As fases acessórias apresentam cristais subédricos e anédricos, sendo representadas por zircão zonado, titanita, epidoto e thorianita, só possível de identificar por EDS. As principais alterações observadas foram a cloritização e a alteração sódico-cálcica em que o epidoto substitue parcialmente o plagioclásio (Fig. 7).

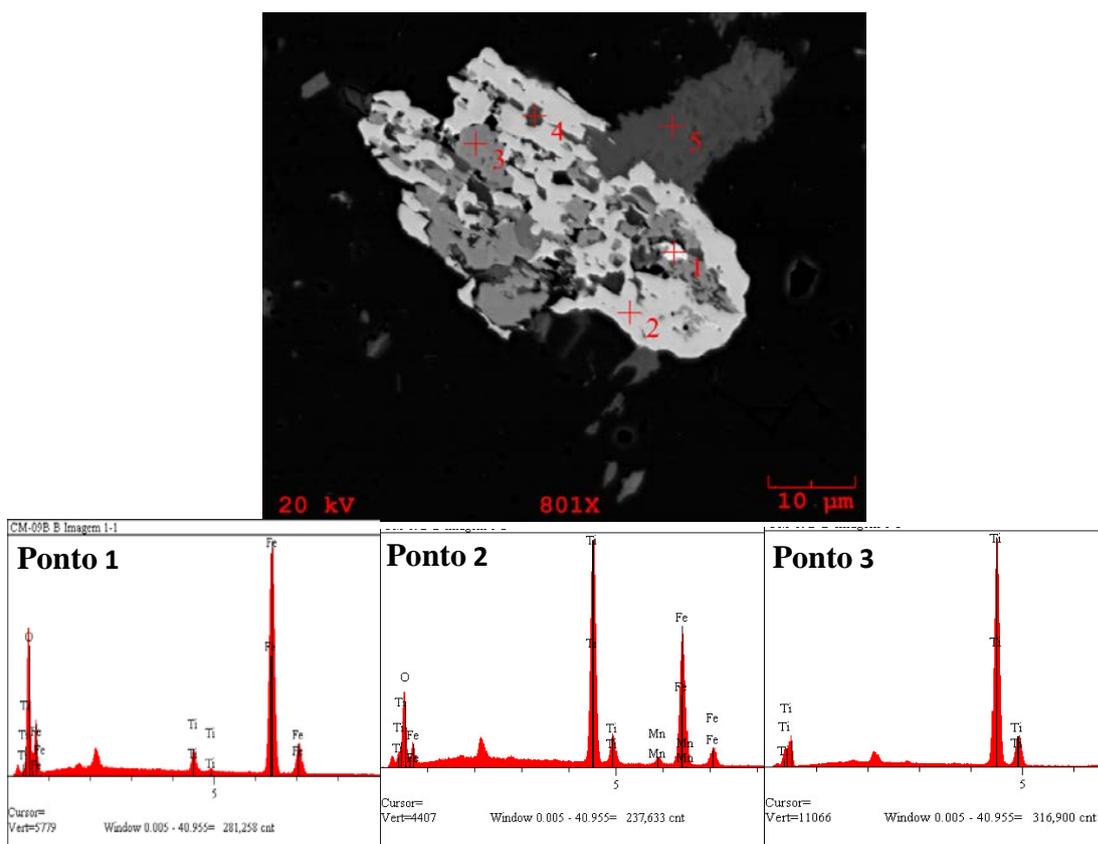
Os possíveis protólitos desse tipo litológico devem ter variado de sienogranitos a dioritos, sendo os quartzodioritos os termos dominantes.

Os *veios* que frequentemente cortam essas rochas apresentam composição: quartzo + feldspato (microvênulas; Fig. 5G) e quartzo + plagioclásio + epidoto + clorita e microvênulas de calcita também são bastante frequentes (Fig. 5H). Nesses veios os cristais perderam quase totalmente suas feições originais e estão muito alterados.

Milonito rico em biotita (MB) - na rocha, esses minerais alternam-se, com quartzo e feldspatos, formando bandamentos milimétricos a centimétricos (Fig. 8A). Essa rocha é caracterizada pela intensa deformação, onde cristais de quartzo e anfibólitos

alongados estão imersos em uma matriz fina, fortemente orientada, acompanhando os planos de foliação anastomosada.

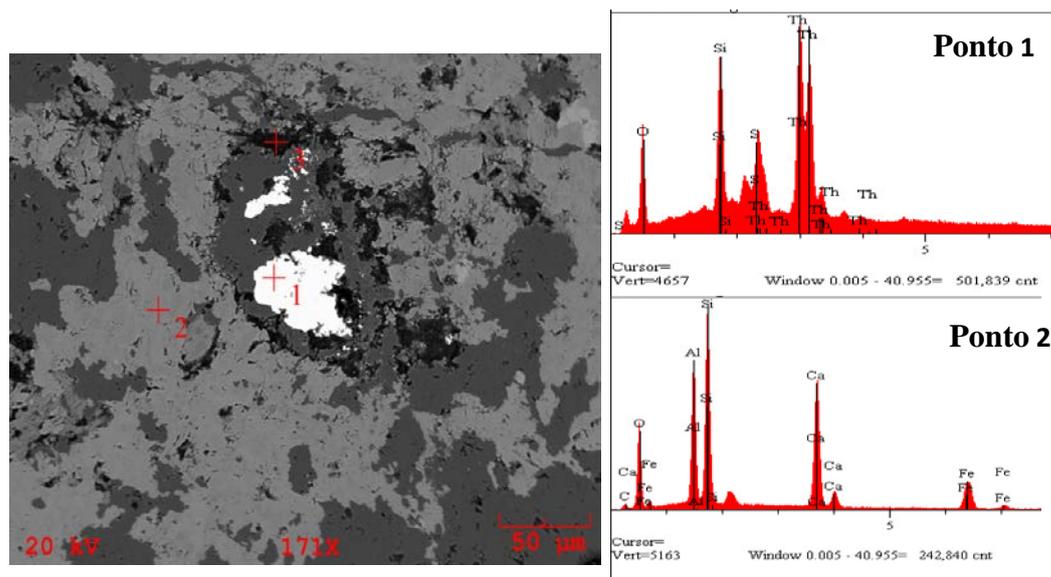
A rocha é composta por anfibólio, biotita, quartzo, escapolita e quantidades menores de minerais opacos, epidoto, titanita e zircão. Os porfiroclastos de quartzo alcançam até 4 mm de comprimento e mostram forte extinção ondulante. Comumente estão concentrados junto com a escapolita, formando bandas que ressaltam ainda mais a foliação da rocha. Os cristais de escapolita são geralmente finos, e normalmente não apresentam sinais de estiramento.



Minerais opacos – GSQ					
Ponto	Mineral	% de Elementos			
		O	Ti	Mn	Fe
1	Hematita	23,32	2,98		73,68
2	Ilmenita	25,27	32,20	1,94	40,58
3	Rutilo	35,47	64,52		

Figura 6 - Imagem de MEV da ilmenita anédrica associada ao rutilo, representando os minerais opacos presentes no Granito Sequeirinho, e os espectros de EDS com seus respectivos valores de concentração de elementos das análises para a hematita, ilmenita e rutilo.

Fonte: Do autor.



Minerais acessórios – GSQ								
Ponto	Mineral	% de Elementos						
		O	Si	S	Th	Al	Ca	Fe
1	Thorianita	20,16	10,31	4,65	64,87			
2	Epidoto	38,55	20,52			13,06	17,50	11,33

Figura 7 - Imagem de MEV da thorianita e epidoto em substituição ao plagioclásio, e o espectros de EDS com seus respectivos valores de concentração de elementos das análises para thorianita e epidoto.

Fonte: Do autor.

As bandas máficas são constituídas por lamelas de biotita e cristais alongados de anfibólio (hornblenda e actinolita). Esses minerais ocorrem em proporções variadas na rocha, mas aparecem como os principais constituintes da foliação milonítica. As lamelas de biotita contornam os porfiroclastos amendoados de anfibólio, os porfiroblastos subarredondados de escapolita e os *ribbons* de quartzo.

As bandas félsicas são constituídas por quartzo e escapolita, além de, em menor quantidade, palhetas finas de biotita concentrados em faixas milimétricas regulares, que contornam porfiroclastos de quartzo.

Os cristais de **hornblenda** são subédricos, em forma de amêndoas estiradas, com cores variando entre amarelo claro e verde azulado. Localmente, são observados cristais de **actinolita**, de cores que variam de incolor a verde pálido. São observadas bandas compostas por ambos ou por pelo menos um desses anfibólios, normalmente associados a lamelas de biotita.

A **biotita** ocorre principalmente em agregados de finas lamelas subédricas que se concentram em bandas descontínuas, nas quais as lamelas exibem aspecto alongado.

Apresenta forte pleocroísmo, com cores que variam de amarelo pálido a marrom escuro, Os cristais encontram-se alongadas, deformadas e, em grande parte da rocha, contornando fenocristais de anfibólios. Cristais finos de ilmenita são observados como inclusões em suas bordas.

O **quartzo** ocorre como cristais de granulação predominantemente fina, com poucos cristais maiores, mostra uma forte extinção ondulante, com a formação de subgrãos, que exibem, localmente, estiramento acentuado em forma de *ribbons* e amêndoas e está comumente recristalizado (Fig. 7B) e associado com a escapolita.

O **epidoto** forma cristais subédricos, prismáticos alongados. O **zircão** ocorre como cristais prismáticos euedrais. A **ilmenita**, **calcopirita** e **alanita** não são abundantes (Fig. 9), encontram-se inclusos na biotita, de forma anédrica e subédrica, e em sua maioria acompanham a foliação da rocha.

Os possíveis protólitos para esse tipo litológico devem ser de uma variedade de granitoides, sendo os quartzodioritos os termos dominantes.

Gabro-diorito (GD) - as rochas apresentam cor cinza escura, granulação fina a média, textura granular hipidiomórfica dominante. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio e anfibólio. Minerais secundários são representados por epidoto, clorita, sericita e minerais opacos. A rocha apresenta ainda microvênulas compostas por epidoto e plagioclásio. O anfibólio primário ocorre em agregado de cristais como alteração do piroxênio. Ocorre variando de forma subédrica a anédrica, hábito prismático, cor variando de azul a verde pálido, moderadamente pleocroica. O contato entre os minerais são predominantemente retos.

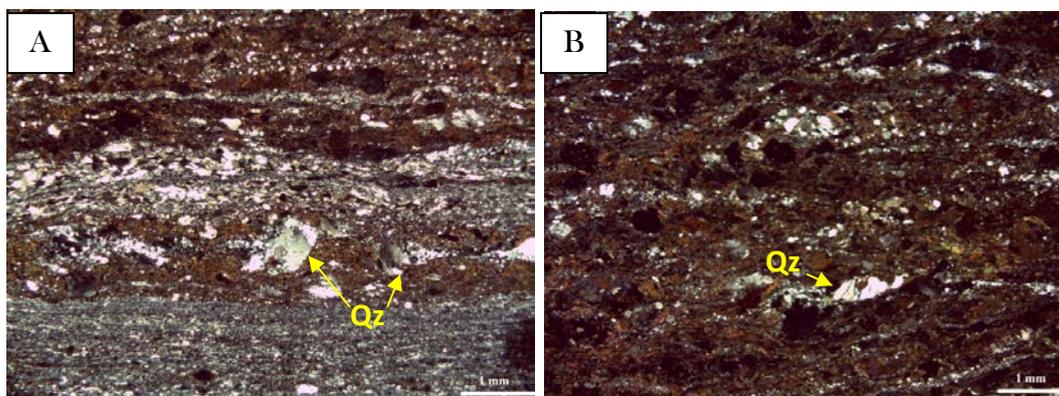
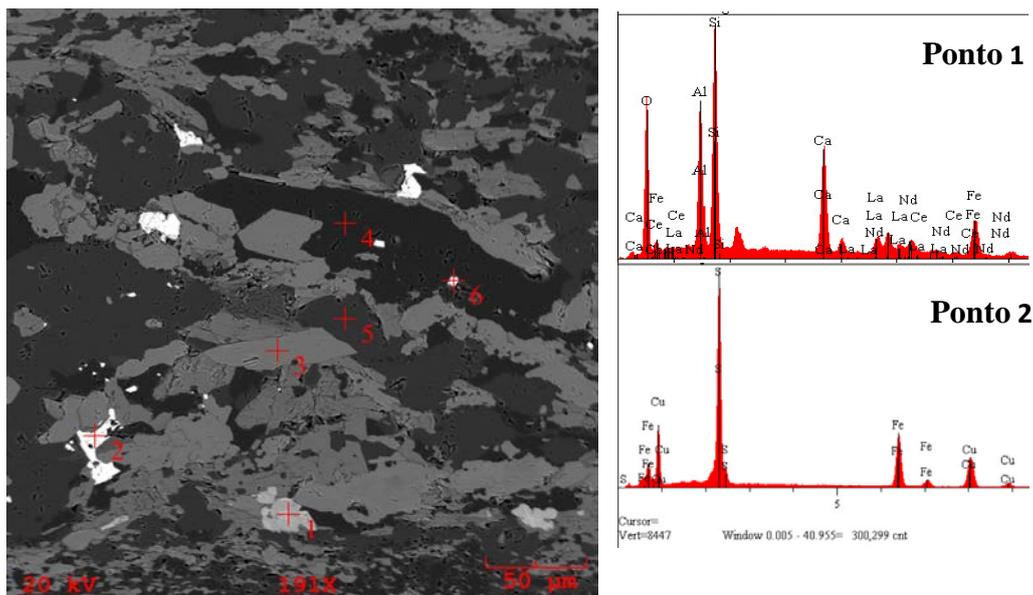


Figura 8 - Fotomicrografias dos aspectos texturais do milonito rico em biotita: A) textura milonítica marcante da rocha com porfiroclasto de quartzo; B) minerais opacos em meio à foliação milonítica, e o quartzo em forma de *ribbons*.

Fonte: Do autor.



Minerais opacos – MB											
Ponto	Mineral	% de Elementos									
		O	Al	Si	Ca	La	Ce	Nd	Fe	S	Cu
1	Alanita	32,43	10,89	18,80	10,36	6,80	9,97	1,41	9,30		
2	Calcopirita								28,52	39,08	32,39

Figura 9 - Imagem de MEV dos principais minerais opacos presentes no MB. Espectro com valores dos respectivos elementos das análises de EDS para alanita anédrica e calcopirita associadas à biotita.
Fonte: Do autor.

O **plagioclásio** é subédrico, com geminação Albita-Carlsbad. Formam contatos irregulares com os anfibólios, com raros contatos retos entre si. Suas bordas estão corroídas e alteradas. Está intensamente alterado para sericita e epidoto (Fig. 10A). Devido a intensidade da alteração nos cristais, não foi possível obter a composição.

O **anfíbólio** primário apresenta-se em agregado de cristais (Fig. 10B). Ocorre variando de forma subédrica a anédrica, hábito maciço, cor variando de azul a verde pálido, moderadamente pleocróica. Os contatos são retos suturados com o plagioclásio, muito fraturados, contorcidos, com bordas corroídas e fortemente alteradas para epidoto.

Os **minerais opacos** (ilmenita e magnetita) ocorrem intersticiais ao plagioclásio, com formas subédrica e anédrica, bordas alteradas, mostram microfraturas preenchidas por clorita e/ou epidoto. Alteram-se também para óxidos de titânio e também óxidos de Fe.

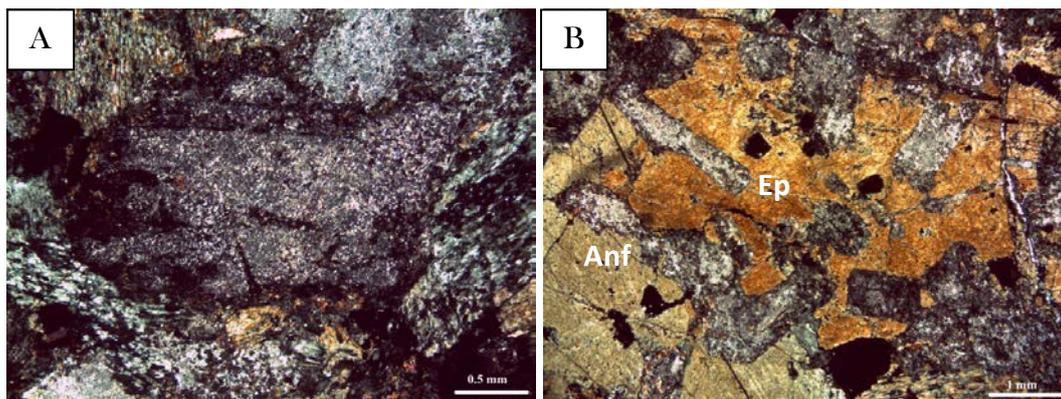


Figura 10 - Fotomicrografias dos aspectos texturais do gabro-diorito: a) sericitização do plagioclásio; b) Anfibólio alterando para epidoto.
Fonte: Do autor.

Diabásio (DB) – apresenta cristais mais desenvolvidos, como o plagioclásio e o clinopiroxênio, formam aglomerados. Nas porções mais finas da rocha dominam a textura subofítica e, localmente, textura intergranular (Fig. 11A).

As rochas são constituídas por plagioclásio, clinopiroxênio, actinolita, hornblenda (Fe-edenita/hastingsita), epidoto, feldspato alcalino, clorita e, em menor quantidade, quartzo, titanita, zircão, biotita (finamente granulada), ilmenita e calcopirita.

As microvênulas, resultantes do preenchimento de espaços abertos, são preenchidas por plagioclásio + feldspato + epidoto + anfibólio + calcita. Os cristais de anfibólios nos veios ocorrem de forma acicular.

O **plagioclásio** ocorre variando de formas anédricas a euédricas, dominando as formas subédricas, hábito prismático ou raramente ripiformes, geminação dominante Albita-Carlsbad (Fig. 11B) e zoneamento oscilatório. Devido à intensa alteração o maclamento albita é de difícil percepção, logo não foi possível obter a composição. Altera-se para sericita em pequenas proporções.

A **actinolita**, de modo geral, ocorre de forma anédrica e intersticial ao plagioclásio (Fig. 11B), sendo que alguns cristais apresentam maclamento simples e raramente são zonados.

O **clinopiroxênio** é granular, bastante fraturado e alterado (Fig. 11C), apresenta feição granular, cor marrom escuro, apresenta alguns cristais mais enriquecidos em ferro e intensamente fraturados (Fig. 11D).

A **ilmenita** apresenta as formas anédrica, subédrica e euédrica, porém, predomina a forma subédrica.

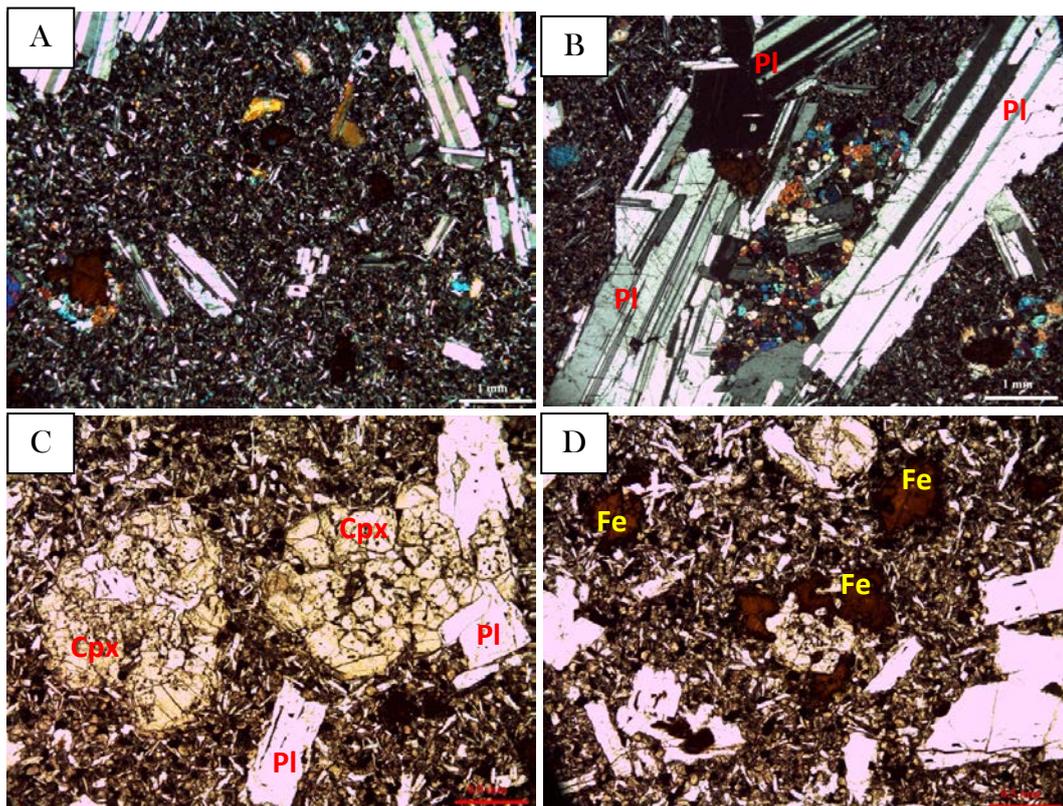


Figura 11 - Fotomicrografias dos aspectos texturais do diabásio: A) textura seriada marcante da rocha; B) geminação Albita-Carlsbad do Pl bem desenvolvido e Act granular nos interstícios deste; C) Cpx com feição granular; D) Fe-endenita/hastingsita de cor marrom substituindo o Cpx ígneo.

Act-actinolita; Cpx-clinopiroxênio; Pl-plagioclásio.

Fonte: Do autor.

6 MINEROGRAFIA

O estudo minerográfico foi realizado por microscopia de luz refletida e luz transmitida, em dezoito amostras do corpo Sossego, dos quais sete são de frente de lavra e onze de furo de sondagem. Foram estudadas microscopicamente treze lâminas delgadas polidas e sete seções polidas. Estas foram cedidas pelo Prof. Joel Macambira e pelo Geólogo Chafic Husny.

As amostras de minério, no tamanho variam de 3 a 12 cm, em sua maioria, são de corpos brechoides do corpo Sossego. O minério ocorre maciço e com textura brechoide dominante, contendo vários fragmentos de rochas graníticas encaixantes em uma matriz de granulação fina composta de calcopirita. O minério é formado por calcopirita, magnetita, pirita, quartzo, feldspato e quantidades subordinadas de siegenita, millerita e rutilo.

Texturalmente, o minério pode ser classificado como brechoide (60%) (Fig. 12A), maciço (30%) e *crushing*, disseminado, irregulares e intergranulares (10%) (Fig. 12B). Segue descrição dos minerais mais frequentes:

Calcopirita (CuFeS_2) – Tem cor amarelo forte e brilho metálico, possui como propriedades: reflectância média, bi-reflectância baixa, anisotropia fraca. Não possui reflexos internos.

A calcopirita predomina por toda a rocha, de forma maciça principalmente, envolvendo os demais minerais (Fig. 12C), mas também é encontrada localmente com aspecto brechoide e de forma disseminada tipo *crushing*. Ocorre intercrescida na pirita, magnetita e ganga (quartzo e feldspato potássico), além de preencher veios e fraturas na magnetita (Fig. 12D) e na ganga.

Magnetita (Fe_3O_4) – Mineral de cor cinza, reflectância baixa, isotrópico e sem reflexos internos ou bireflectância. Ocorre de variadas formas, principalmente formas euédricas (Fig. 12E), anédricas e subédricas. Suas bordas são denteadas com reflexo do sistema cristalino (Fig. 12F) e suas fraturas são preenchidas pela matriz de calcopirita, o que a torna bastante irregular, geralmente se associa à ganga (principalmente quartzo). Cristais isolados atingem cerca de 50 μm e, por vezes, apresenta megacristais geminados de aproximadamente 1300 μm .

Pirita (FeS_2) - Mineral de cor amarelo pálido, reflectância alta, anisotropia fraca e sem reflexos internos ou bi-reflectância. A pirita apresenta-se granular, anédrica a subédrica, ocorre de forma localizada, como inclusões nas bordas da calcopirita (Fig. 12G) e em contato com a ganga (principalmente quartzo). Em geral ocorre como cristais

isolados com tamanhos variando de 5 μm a 200 μm . Por vezes preenche fraturas da magnetita e ganga.

Siegenita ((Ni, Co)₃S₄) - Mineral de cor é rosea, reflectância média, isotrópica, sem bi-reflectância ou reflexos internos. Forma cristais anédricos que são encontrados pontualmente, associados à calcopirita e à pirita, por vezes ocorrendo como inclusão na pirita. A pirita parece estar substituindo a siegenita (Fig. 12H). Com a calcopirita mantém aparente contato de equilíbrio. Apresenta cristais de aproximadamente 30 μm .

Millerita (NiS) - Mineral de cor amarelo claro, reflectância alta, bi-reflectância moderada, anisotropia forte e sem reflexos internos. Seus cristais são subédricos e ocorrem como inclusões isoladas na calcopirita, não ultrapassando 150 μm , assim como o **rutilo (TiO₂)**, de cor cinza, reflectância baixa, bi-reflectância fraca, anisotropia distinta e fortes reflexos internos, com cristais prismáticos que ocorrem como cristais isolados associados à ganga. Millerita e rutilo representam menos de 1% do volume da rocha.

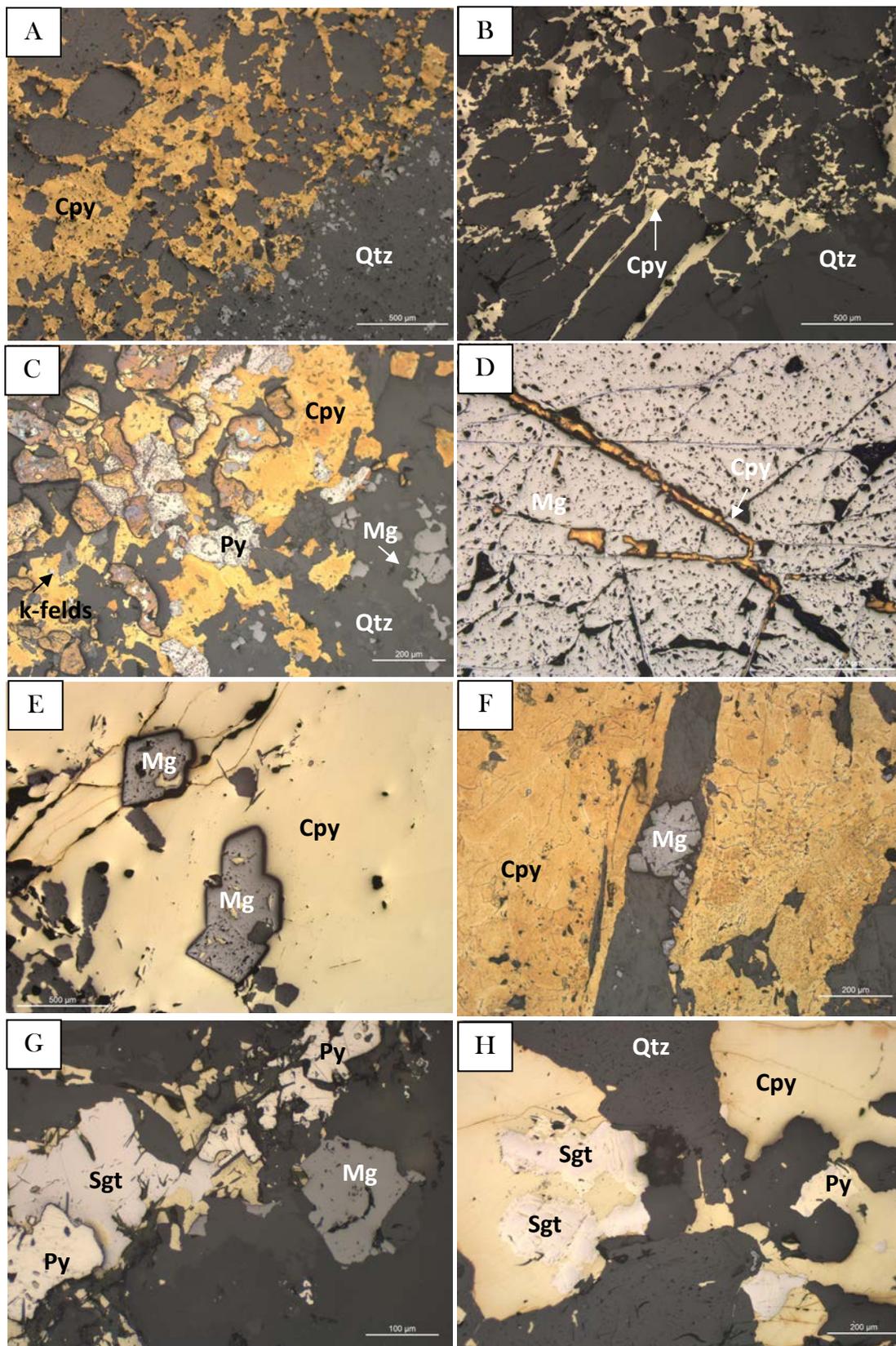


Figura 12 - Fotomicrografias sob luz natural de lâminas polidas e seções. A) Textura brechoide (amostra MSS-2) ; B) Textura crushing (amostra MSS-1A); C) Cristais de pirita, magnetita e k-feldspato envolvidos por calcopirita (amostra FD-266-339B); D) Fratura na magnetita preenchida por calcopirita (amostra SOSD-272); E) Magnetita cúbica frequentemente encontrada (amostra MSS-JM); F) Micro veio de quartzo com cristal de magnetita com borda dentada (amostra SOSD-254-215,8m); G e H) Siegenita sendo substituída pela pirita (amostra MSS-1A e MSS-JM). Cpy- calcopirita; Py-pirita; Mg-magnetita; Sgt-siegenita; Qtz-quartzo; K-felds- K-feldspato. Fonte: Do autor.

7 ESTUDOS ISOTÓPICOS

7.1 U-Pb POR LA-MC-ICP-MS EM ZIRCÃO

A análise isotópica U-Pb foi realizada na amostra do Granito Sequeirinho (CM-10), coletada no corpo Sequeirinho do depósito do Sossego. A amostra é representativa da variedade de rochas ígneas graníticas, hospedeiras da mineralização de Cu-Au. O GSQ apresenta textura principal granular hipidiomórfica e bastante deformado, afetado por alteração hidrotermal do tipo epidotização, cloritização e sericitização. A alteração é controlada principalmente pela foliação milonítica, nas direções NW-SE e E-W, e com mergulho para SW (Carvalho 2009).

Os cristais de zircão são incolores a rosados, bem preservados, eudrais a subedrais, com terminações piramidais e prismáticas alongados; o tamanho varia de 35 a 220 μm e as razões comprimento:largura de 1:1 a 4:1. Alguns cristais apresentam zoneamento oscilatório fraco, enquanto outros exibem padrões de zoneamento complexo (Fig. 13); não apresentam núcleos herdados, exibem inclusões escuras e microfaturas (Fig. 13 E, H, J, K e L). As análises isotópicas foram realizadas em vinte cristais de zircão (Tabela 2) em pontos previamente selecionados a partir de imagens obtidas ao MEV. Os valores de Th/U com média de 0,40 sugerem origem magmática para esses cristais. Neste estudo, foram utilizados apenas os cristais cujos pontos analíticos ficaram sobre ou abaixo da curva concórdia, uma vez que os demais podem indicar problemas na determinação das concentrações de U e/ou Pb. Os resultados das análises de dez cristais permitiram o traçado de uma discórdia cujo intercepto superior indicou a idade de 2989 ± 11 Ma, e a projeção ao intercepto inferior apontou uma idade de 359 ± 200 Ma (MSWD = 0,45; Fig. 14).

7.2 Pb-Pb DISSOLUÇÃO TOTAL E LIXIVIADOS

Com a intenção de tentar definir a idade da mineralização e das rochas hospedeiras e de eventos subsequentes que tenham afetado o depósito do Sossego, bem como discutir a natureza da fonte do Pb, seis amostras de rochas encaixantes e quatro amostras de calcopirita, representantes do principal estágio de mineralização, foram selecionadas para análise dos isótopos de Pb.

Pela técnica de lixiviação, foram selecionadas quatro amostras de sulfetos de testemunhos de sondagem, sendo duas amostras (NL051307 e NL051304A) de brechas ricas em sulfetos e duas (SEQ-M-01 e SOS-AG-05), de minério disseminado. As

amostras NL051307 e SEQ-M-01 são provenientes do corpo Sequeirinho e as amostras NL051304A e SOS-AG-05, do corpo Sossego.

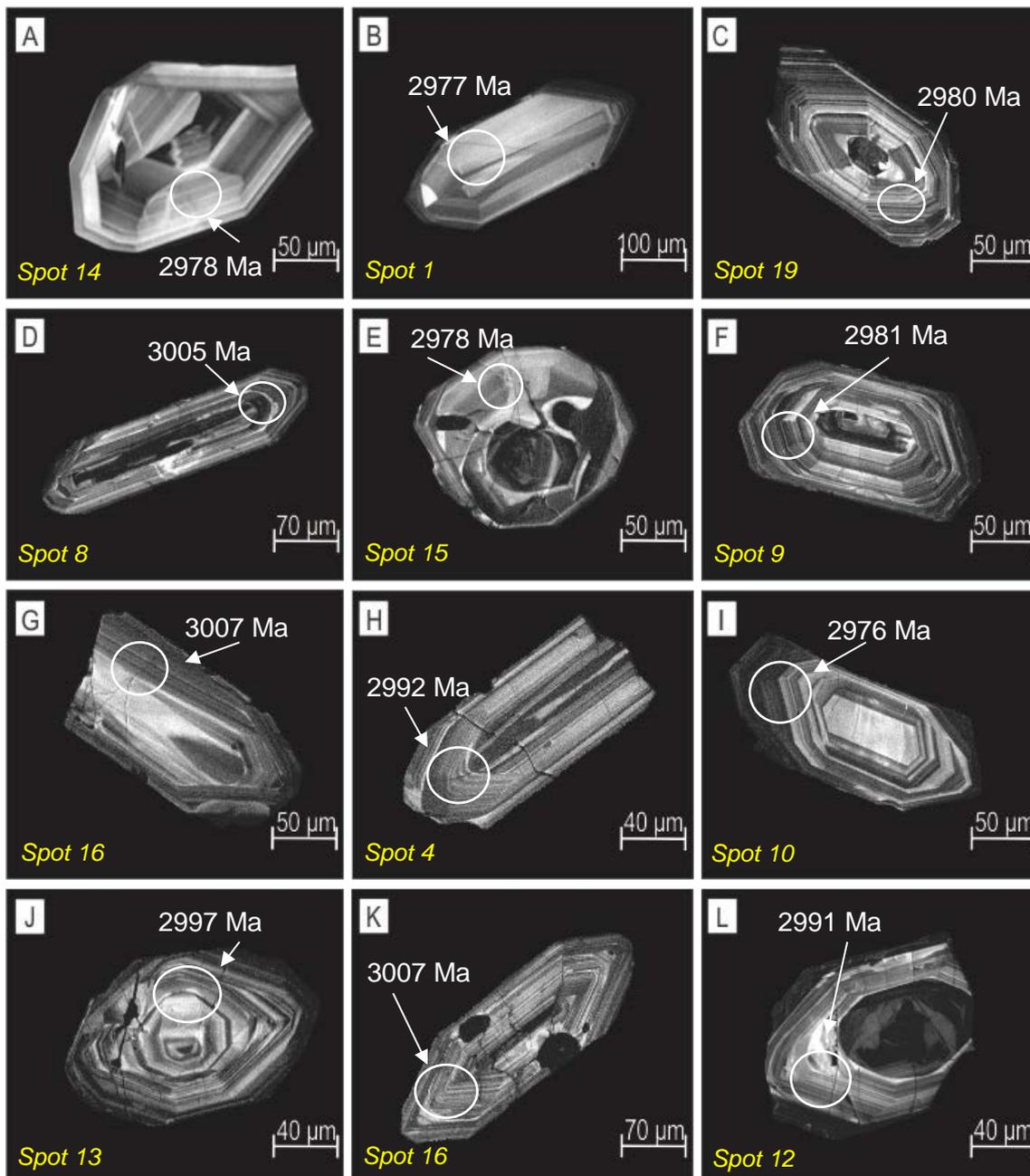


Figura 13 - Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão do GSQ (Amostra DM-10). Os círculos indicam a área em que foi feito o spot no cristal para obter as idades. Ma: Idade em milhões de anos. Fonte: Do autor.

Os valores das razões obtidas nas análises dos lixiviados de calcopirita indicaram a presença de Pb altamente radiogênico, com variações de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 27,34 e 998,39; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 17,58 e 128,05, e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 43,10 e 70,86 (Tabela 3). Para as amostras de calcopirita NL051307 e SEQ-M-01 (corpo Sequeirinho), os diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostram espalhamentos

consideráveis dos pontos analíticos, gerando “idades” isocrônicas de 2184 ± 660 Ma e $MSWD = 1022$ (Fig. 15A), e 2666 ± 580 Ma e $MSWD = 22879$ (Fig. 15B).

Tabela 2 - Dados U-Pb para cristais de zircão do GSQ (Amostra CM10).

Spot #	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb206 (com.)%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (%) 1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (%) 1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Idade	Erro (%) 1σ
CM10-1	12	6	11	0,55	0,0003	0,67	1,65	20,20	4,75	2977	133
CM10-2	40	11	38	0,30	0,0010	0,62	1,27	19,05	2,83	3009	76
CM10-3	47	14	41	0,35	0,0010	0,71	1,23	22,03	2,72	3007	73
CM10-4	37	13	38	0,35	0,0009	0,65	1,73	19,78	3,28	2992	83
CM10-5	12	5	10	0,51	0,0001	0,65	3,79	19,90	7,70	2987	200
CM10-6	67	25	67	0,38	0,0006	0,56	1,15	17,07	2,59	2985	69
CM10-7	53	13	52	0,25	0,0004	0,84	1,39	25,02	2,33	2961	55
CM10-8	-5	-1	-3	0,48	0,0004	0,67	1,12	20,63	2,97	3005	83
CM10-9	44	16	36	0,44	0,0005	0,71	1,58	21,43	3,52	2981	94
CM10-10	33	18	40	0,45	0,0009	0,50	2,03	15,12	3,93	2976	100
CM10-11	100	34	125	0,28	0,0010	0,58	0,69	17,67	1,39	2979	36
CM10-12	77	29	87	0,34	0,0003	0,61	0,93	18,66	2,03	2991	54
CM10-13	113	53	133	0,40	0,0003	0,58	0,88	17,68	2,00	2997	54
CM10-14	67	36	96	0,37	0,0008	0,52	1,30	15,80	1,94	2978	43
CM10-15	39	32	42	0,77	0,0005	0,60	1,41	18,28	2,42	2978	59
CM10-16	62	24	70	0,34	0,0000	0,58	0,76	17,77	2,45	3007	70
CM10-17	38	15	44	0,33	0,0004	0,57	0,75	17,57	2,37	2997	67
CM10-18	118	71	165	0,43	0,0013	0,46	2,00	13,84	2,34	2950	36
CM10-19	69	43	100	0,44	0,011	0,56	1,15	16,84	1,83	2980	43
CM10-20	55	22	72	0,31	0,0003	0,56	1,31	17,07	2,48	2979	63

Fonte: Do autor.

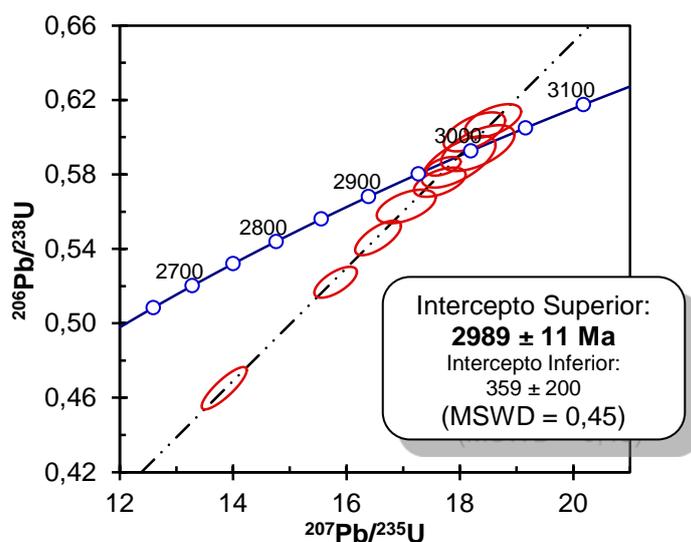


Figura 14 - Diagrama Concórdia para cristais de zircão do GSQ (Amostra CM10). Erro analítico = 2σ .

Fonte: Do autor

Tabela 3 - Razões isotópicas de Pb de amostras de calcopirita e de rocha total do depósito Sossego (erro analítico = 2σ), onde L1 a L6 são etapas de lixiviação; *BS* = Brecha sulfetada; *DS* = Disseminado; *GGS* = Granito granofírico Sossego; *MB* = Milonito rico em biotita; *DB* = Diabásio; *GD* = Gabro-Diorito.

Amostra	Corpo	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
Lixiviação – calcopirita							
NL051307 L1 (BS)	Sequeirinho	27,34	0,01	17,58	0,01	43,10	0,01
NL051307 L2 (BS)	Sequeirinho	32,71	0,01	18,17	0,01	46,95	0,02
NL051307 L3 (BS)	Sequeirinho	38,20	0,02	19,11	0,01	56,64	0,03
NL051307 L4 (BS)	Sequeirinho	30,91	0,02	18,06	0,01	44,61	0,03
NL051307 L5 (BS)	Sequeirinho	34,28	0,03	18,79	0,01	54,97	0,05
NL051307 L6 (BS)	Sequeirinho	41,61	0,02	20,68	0,01	61,72	0,04
NL051304A L1 (BS)	Sossego	187,40	0,10	36,89	0,02	58,34	0,03
NL051304A L2 (BS)	Sossego	998,39	1,55	128,05	0,19	70,26	0,10
NL051304A L3 (BS)	Sossego	391,44	0,67	59,32	0,10	60,10	0,09
NL051304A L4 (BS)	Sossego	33,73	0,01	18,71	0,01	51,29	0,01
NL051304A L5 (BS)	Sossego	35,00	0,03	18,77	0,01	54,53	0,04
NL051304A L6 (BS)	Sossego	39,10	0,03	19,94	0,02	65,79	0,06
SEQ-M-01 L1 (DS)	Sequeirinho	30,94	0,01	18,13	0,01	54,86	0,01
SEQ-M-01 L2 (DS)	Sequeirinho	42,80	0,01	20,61	0,01	70,57	0,01
SEQ-M-01 L3 (DS)	Sequeirinho	42,93	0,02	20,37	0,01	66,64	0,04
SEQ-M-01 L4 (DS)	Sequeirinho	33,47	0,01	18,51	0,01	49,12	0,01
SEQ-M-01 L5 (DS)	Sequeirinho	31,00	0,01	18,52	0,01	45,77	0,01
SEQ-M-01 L6 (DS)	Sequeirinho	31,79	0,01	18,46	0,01	46,02	0,02
SOS-AG-O5 L1 (DS)	Sossego	34,99	0,02	18,86	0,01	58,35	0,03
SOS-AG-O5 L2 (DS)	Sossego	38,86	0,03	19,55	0,01	70,86	0,06
SOS-AG-O5 L3 (DS)	Sossego	42,57	0,01	19,88	0,01	65,36	0,02
SOS-AG-O5 L4 (DS)	Sossego	181,35	0,06	36,03	0,01	60,56	0,02
SOS-AG-O5 L5 (DS)	Sossego	76,98	0,01	24,61	0,01	60,37	0,01
SOS-AG-O5 L6 (DS)	Sossego	70,30	0,01	23,31	0,01	56,19	0,01
Dissolução total – Rochas encaixantes							
CM-01 (GGS)	Sequeirinho	88,20	0,06	23,42	0,01	61,28	0,03
CM-02(MB)	Sequeirinho	50,08	0,01	21,12	0,01	64,79	0,01
CM-03 (GGS)	Sequeirinho	63,70	0,09	23,26	0,03	72,64	0,10
CM-04 (DB)	Sequeirinho	31,97	0,01	19,02	0,01	48,40	0,01
CM-05 (GD)	Sossego	135,54	0,08	33,29	0,01	207,07	0,12
CM-07 (GD)	Sossego	63,41	0,02	22,46	0,01	76,06	0,03
CM-08 (GD)	Sossego	78,17	0,01	25,69	0,01	83,42	0,01

Fonte: Do autor.

Para as amostras de calcopirita NL051304A e SOS-AG-O5 (corpo Sossego), os diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ fornecem “idades” isocrônicas de 1887 ± 70 Ma (Fig. 14C) e 1884 ± 210 Ma (Fig. 14D), com MSWD de 3302 e 30014, respectivamente.

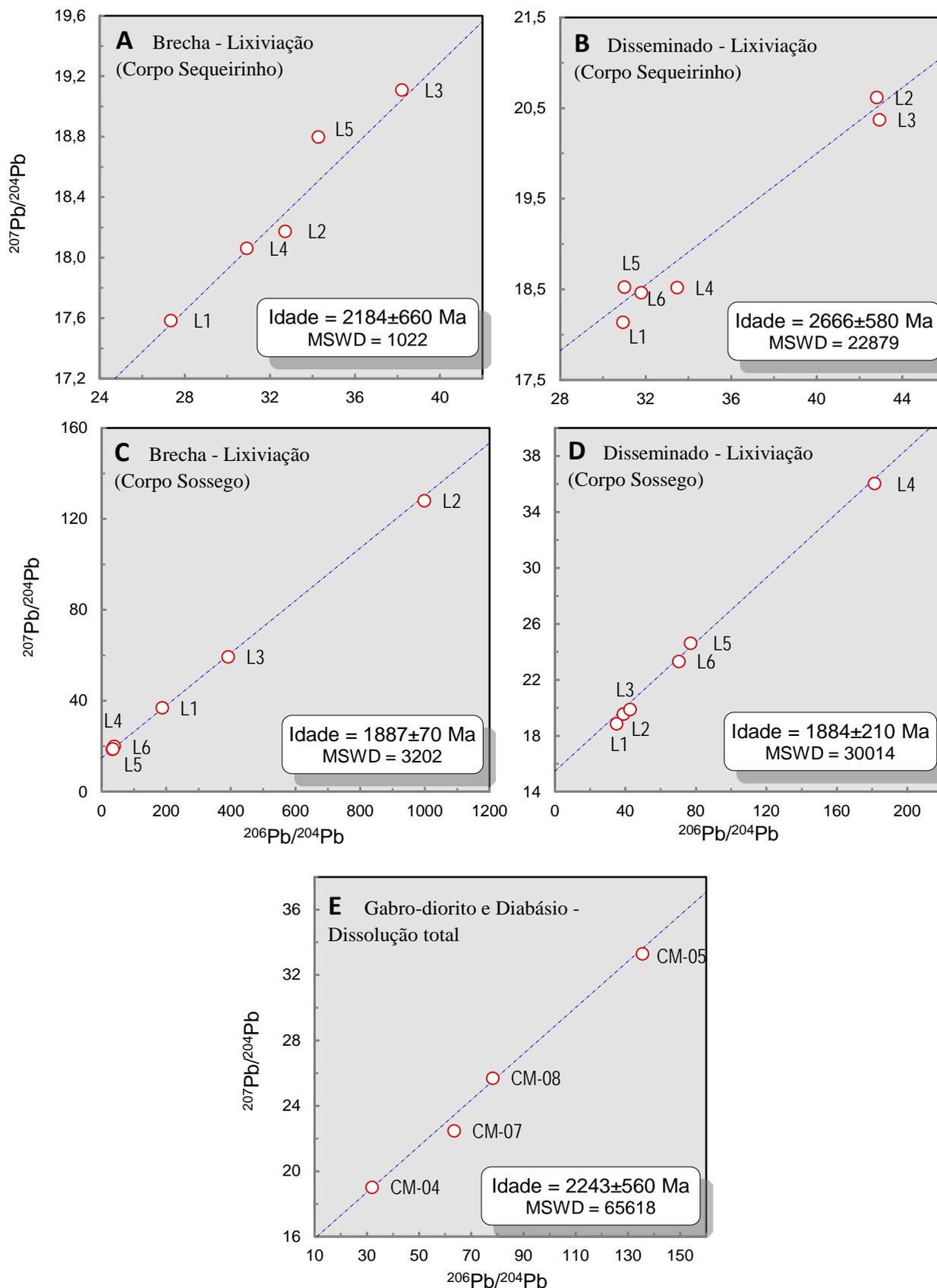


Figura 15 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para calcopirita e rochas encaixantes do depósito Sossego. A e B - amostras NL051307 e SEQ-M-01, do corpo Sequeirinho (lixiviação); C e D - amostras NL051304A e SOS-AG-O5, do corpo Sossego (lixiviação); e E - amostras de rochas encaixantes (gabro e diabásio) CM-04, CM-05, CM-07 e CM-08 (dissolução total). Erro analítico = 2σ .

Fonte: Do autor.

O método Pb-Pb com dissolução total foi aplicado a sete amostras de rochas: GGS (CM-01 e CM-03), MB (CM-02), DB (CM-04) e GD (CM-05, CM-07 e CM-08), sendo as três últimas, rochas encaixantes do Granito Sequeirinho, as quais foram coletadas em afloramentos e frente de lavra (Fig. 2). Os resultados da análise de rocha total, também mostraram composições isotópicas bastante radiogênicas. As razões de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variaram entre 31,97 e 135,54; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 19,02 e 33,29; e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 48,40 e 207,07. Para rochas encaixantes do Granito Sequeirinho, as amostras CM-04 (DB), CM-05, CM-07 e CM-08 (GD), geraram uma “idade” isocrônica de 2243 ± 560 Ma e com MSWD = 65618 (Figura 5E). Estas rochas por serem consideradas cogenéticas foram postas em um só diagrama. Amostras das rochas encaixantes CM-01 e CM-03 (GGS) não geraram valores para o parâmetro “idade” compatíveis com o contexto geológico.

Os valores muito elevados para as razões isotópicas não permitiram discutir o ambiente tectônico conforme o modelo de evolução do Pb terrestre preconizado por Doe & Zartman (1979). Os altos valores MSWD devem-se aos desvios analíticos relativamente baixos das análises e ao fato de as amostras serem bastante radiogênicas, gerando pontos dispersos no diagrama isocrônico.

8 DISCUSSÃO

Sequência paragenética da mineralização

Nos corpos Sossego e Sequeirinho o minério sulfetado ocorre em zonas de falha, veios e disseminado que cortam granitoides e rochas máficas. A formação da mineralização foi acompanhada de alteração hidrotermal e os corpos mais expressivos ocorrem de forma maciça e, secundariamente, em disseminações e vênulas. De acordo com Monteiro *et al.* (2008), a associação de minerais de minério e ganga confere uma assinatura de Cu-Au-Fe-Co-Ni-Pd- ETRL-U ao depósito.

Com base nos dados obtidos por El-Husny Neto (2014), e das relações de contato entre minerais e as texturas observadas é possível definir a seguinte sequência paragenética resumida na Tabela 4.

Tabela 4 - Sequência paragenética da mineralização proposta para o depósito Sossego.

Mineral	Inicial → Tempo → Tardio
Magnetita	—————
Quartzo	—————
Calcopirita I	—————
K-feldspato	—————
Pirita	—————
Siegenita	—————
Calcopirita II	—————

Fonte: Modificado de El-Husny Neto (2014).

A mineralização nessa sequência é caracterizada por: magnetita, que parece ser o mineral metálico mais precoce, em virtude de apresentar fraturas e vênulas preenchidas por calcopirita e pirita. Identifica-se uma fase mineral primária com precipitação de calcopirita, tanto disseminada, como em vênulas, ocupando veios que cortam a ganga e a magnetita, denominada calcopirita (I), de primeira geração. A pirita ocorre nas bordas da massa de calcopirita e deve ter sido o terceiro mineral a se formar. A siegenita, em alguns casos parece substituir a pirita, o que sugere sua precipitação posterior. A calcopirita mais tardia, calcopirita (II), de segunda geração, corresponde à precipitação de Cu, que ocorreu em pequenas massas irregulares, proveniente de remobilização. Os dados obtidos em relação ao rutilo e à millerita não foram suficientes para inseri-los na sequência paragenética.

O minério de cobre é caracterizado como brecha de falha, em que são observadas texturas brechoides (predominante), tipo *crushing*, irregulares, disseminado, intergranulares, e lamelares. A textura brechoide caracteriza-se por fragmentos das rochas encaixantes que apresentam tamanhos milimétricos a decimétricos, angulosos, imersos em uma massa contínua de calcopirita (cimento). A textura tipo *crushing* ocorre de forma localizada e se dá devido ao esmagamento das rochas e posterior cimentação pelo minério de gerações tardias. Em menores proporções são observadas texturas irregulares, intergranulares e disseminadas.

A textura brechoide maciça observada na calcopirita evidencia a remobilização e deposição do minério, tendo ocorrido no evento posterior de 1,9-1,87 Ga (U-Pb em monazita hidrotermal associada à calcopirita, Moreto *et al.* 2013). Esse sistema de mineralização mais raso (de 1 a 5 km de profundidade e temperatura entre 300° a 550°C) é compatível com o ambiente de formação de brechas e o estilo de mineralização em pipe (duto cilíndrico verticalizado por onde fluiu os fluidos magmáticos; Doe e Zartmann, 1979) permite também sua formação. Segundo Monteiro *et al.* (2008), as zonas de cisalhamento regional WNW-ESE são cortadas por falhas e um sistema transcorrente dextral E-W, possibilitando a existência de regiões de fraqueza, o que favoreceu a entrada dos fluidos e a deposição do minério juntamente com as rochas fragmentadas, formando a textura brechoide. A textura tipo *crushing* está associada com a brecha, pois o processo de esmagamento das rochas ocorreu devido à brechagem, enquanto as texturas irregulares observadas na magnetita, quartzo e feldspato potássico podem estar relacionadas aos eventos anteriores à mineralização do corpo Sossego.

Com base nessas informações, infere-se que a sequência de deposição da mineralização iniciou-se pela magnetita, originada, provavelmente, das rochas máficas, mais enriquecidas em Fe, seguida pelo quartzo e feldspato das rochas graníticas, e pelos sulfetos, pirita calcopirita e siegenita. A calcopirita foi o último mineral a se formar, preenchendo espaços gerados pela intensa deformação associadas ao cinturão de cisalhamento Itacaiúnas, onde os processos de faturamento facilitaram a entrada de fluidos responsáveis pelos depósitos de cobre.

Idade do Granito Sequeirinho

A idade obtida pelo método U-Pb por LA-ICP-MS, em zircão do Granito Sequeirinho de 2989 ± 11 Ma, apresentada neste trabalho é similar às idades obtidas por

Moreto *et al.* (2011 e 2013) para o GSQ pelo mesmo método (3014 ± 22 Ma e 3010 ± 21 Ma) por SHRIMP ($2989 \pm 5,2$ Ma), interpretada como datando o magmatismo mais antigo registrado na PMC. Essas idades são correlacionáveis com a idade arqueana que foi obtida por Moreto *et al.* (2011), para o Tonalito Bacaba (3001 ± 4 Ma, U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS), interpretada como a idade de cristalização do tonalito. Também se obteve a idade 3002 ± 14 Ma, pelo método U-Pb em zircão por SHRIMP, atribuída à cristalização do protólito das rochas ortogranulíticas Pium ou Chicrim-Cateté (Pidgeon *et al.* 2000; Vasquez *et al.* 2008). Todas essas idades mesoarqueanas estão inclusas no Cinturão Sul do Cobre, porção norte da PMC.

Igualmente, é possível correlacionar essas idades às dos granitoides mesoarqueanos de idades 2,98-2,92 Ga da suíte TTG mais antiga, do Terreno Granito-Greenstone Rio Maria (DRM), representadas pelo Tonalito Arco Verde (Macambira e Lancelot 1996) e Tonalito Caracol (Leite 2001, Leite *et al.* 2004). Posteriormente, foram incluídas neste grupo as unidades Tonalito Mariazinha (Almeida *et al.* 2011) e Trondhjemitó Mogno (Hunh *et al.* 1988), que teve sua idade e posicionamento estratigráfico redefinido por Almeida *et al.* (2011).

Os dados geocronológicos obtidos neste trabalho reforçam a ideia de que o Granito Sequeirinho é um dos representantes do evento granítico magmático mais antigo ocorrido na PMC. Sendo a idade de 2989 ± 11 Ma uma das menores obtidas para o GSQ, o que pode sugerir uma história geológica evolutiva mais complexa para a formação desse granito.

Eventos de mineralização

Segundo Neves *et al.* (2006), o corpo Sequeirinho do depósito Sossego apresenta mineralização neoarqueana com idade entre 2,60 e 2,53 Ga (Pb-Pb em calcopirita). A mineralização desse corpo estaria ligada ao magmatismo de 2,56 Ga, que gerou diques de riolito e dacito no depósito Alvo 118 (Réquia *et al.* 2003), e aos depósitos Serra Verde de idades 2592 ± 12 Ma e Gameleira de idade 2614 ± 14 Ma. Essas duas últimas idades foram obtidas pelo método Re-Os em molibdenita dos minérios por Marschik *et al.* (2005).

Eventos magmáticos registrados na bacia Carajás, em torno de 2,74-2,68 Ga, como a intrusão de corpos graníticos (Granito granofírico Sossego, quartzo-feldspato pórfiros, suítes Planalto e Pedra Branca) e gabroicos (gabronorito, diopsídio Norito Pium, Diorito Cristalino) também podem relacionar-se à deposição da mineralização

cupro-aurífera (Feio *et al.* 2012). É possível ainda correlacionar essas idades às aquelas encontradas para os depósitos Cristalino de 2716 ± 36 Ma (Pb-Pb em pirita, Soares *et al.* 2001) e Visconde, com idades de 2736 ± 100 , 2729 ± 150 , 2710 ± 440 e 2702 ± 690 Ma (Pb-Pb em calcopirita, Silva *et al.* 2012) que, embora imprecisas, sugerem idade neoarqueana para a mineralização.

No corpo Sequeirinho, a idade de $2712 \pm 4,7$ Ma (U-Pb em monazita hidrotermal associada à calcopirita), Moreto *et al.* (2013), sugere a idade de precipitação da mineralização. Essa idade está relacionada a um período tectonicamente ativo no domínio Carajás (ca. 2,7 Ga), atribuído ao desenvolvimento de evento transpressivo relacionado à inversão tectônica da bacia Carajás e geração de magmatismo granítico sintectônico (Complexo Granítico Estrela, suítes Plaqué e Planalto, dentre outros). Entretanto, a mineralização do corpo Sequeirinho é atribuída, pelos mesmo autores, a uma fonte alternativa posterior ao evento magmático (2,71 – 2,68 Ga). Isso teria possibilitado o aumento de temperatura, a circulação de fluidos salinos hidrotermais quentes ($>500^{\circ}\text{C}$) em escala regional, que lixiviaram metais do embasamento e do Supergrupo Itacaiúnas, ocasionando na deposição do minério. Subsequentemente, ocorreu a reativação dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, e a zona de cisalhamento onde os depósitos de Cu-Au estão localizados.

Quanto à idade Pb-Pb determinada em calcopirita para o corpo Sequeirinho, neste trabalho, os valores de 2666 ± 580 Ma e de 2184 ± 660 Ma apresentam erros demasiadamente elevados, prejudicando qualquer tipo de comparação. No entanto, a idade obtida a partir dos lixiviados de calcopirita do Corpo Sequeirinho (2666 ± 580 Ma), apesar do grande desvio, permitiu relacionar a mineralização ao magmatismo neoarqueano e à inversão da Bacia Carajás. Os eventos que ocorreram nesse período (2,74 e 2,68 Ga) teriam facilitado a percolação de fluidos hidrotermais responsáveis pela precipitação do minério de cobre.

De acordo com Moreto *et al.* (2013), para o corpo Sossego, a mineralização ocorreu num intervalo de $1904 \pm 5,2$ Ma a $1879 \pm 4,1$ Ma (U-Pb em monazita hidrotermal associada à calcopirita), fornecendo as idades mais precisas para a mineralização do corpo Sossego até o momento, e são interpretadas como idades similares às aquelas encontradas para as suítes paleoproterozoicas de granitos com afinidade geoquímica tipo-A e caráter meta a peraluminoso (p.ex. Dall’Agnol & Oliveira, 2007). Esses granitos estão inclusos na suíte Serra dos Carajás (Granito Carajás, Cigano, Pojuca, Breves, Jovem Salobo e Rio Branco) no Domínio Carajás.

Esse extenso magmatismo granítico anorogênico forneceu calor suficiente para provocar a circulação de fluidos hidrotermais, possível causa para a remobilização do minério dos depósitos cupro-auríferos neoarqueanos e para uma nova concentração desses minérios nos corpos paleoproterozoicos.

Assim, com base na discussão acima e nas idades obtidas neste trabalho para a calcopirita do corpo Sossego (1887 ± 70 Ma e 1884 ± 210 Ma), sugere-se uma idade paleoproterozoica para a mineralização. Os trabalhos de Neves *et al.* (2006), Réquia *et al.* (2003) e Silva *et al.* (2012), por exemplo, nos quais os autores utilizaram o método Pb-Pb por lixiviação e dissolução total de sulfetos dos depósitos Sossego, Salobo e Visconde, apresentaram altos erros, atestando as dificuldades encontradas na aplicação desse método aos depósitos cupro-auríferos de Carajás.

A idade obtida pelo método Pb-Pb em rocha total para DB e GD (2243 ± 560 Ma) em que pese o alto desvio, pode ser interpretada também como resultado de uma abertura do sistema isotópico, já que são intermediárias entre a idade admitida para as rochas hospedeiras e a das intrusões paleoproterozoicas do domínio (p.ex. granitos da suíte Serra dos Carajás). É importante ressaltar que os desvios sobre as idades e os MSWDs são bastante elevados para se atribuir um significado estatístico a esses valores. Contudo, existem casos, como o do minério do depósito do Igarapé Bahia (Galarza Toro *et al.* 2008) que, apesar do elevado valores do MSWD das isócronas Pb-Pb calculadas, há significado geológico nos valores obtidos para as idades. Os elevados MSWDs certamente se devem aos reduzidos desvios analíticos quando comparados com a distância dos pontos analíticos em relação à reta de regressão e sua distribuição ao longo da mesma.

As composições isotópicas de Pb bastante elevadas do depósito Sossego são indicativas de minerais enriquecidos em U e Th, que teriam como fonte principal a crosta superior, sugerindo que a mineralização sulfetada cupro-aurífera do depósito Sossego teve um substrato continental. Esse caráter radiogênico da mineralização foi igualmente observado nos depósitos cupro-auríferos Gameleira, onde a influência de intrusões proterozoicas foi comprovada pela presença de diques leucograníticos de idade 1583 ± 9 Ma (U-Pb, SHRIMP, Pimentel *et al.* 2003), e Igarapé Bahia (Galarza Toro *et al.* 2008).

9 CONCLUSÕES

O depósito Cu-Au Sossego, Província Mineral de Carajás (PMC), Pará, tem como rochas encaixantes o Granito Sequeirinho, o Granito granofírico Sossego, o milonito rico em biotita, gabro-dioritos e diabásios. A mineralização foi precedida e acompanhada de alteração hidrotermal e os corpos de minério Sequeirinho e Sossego consistem de brechas tectônicas com matriz rica em sulfetos, principalmente calcopirita. A associação de minerais de minério e ganga confere ao depósito uma assinatura de Cu-Au-Fe-Ni-ETRL (IOCG). As principais unidades litológicas foram descritas a fim de contribuir para uma caracterização geológica mais completa que, aliada aos dados isotópicos obtidos neste trabalho para o depósito Sossego, permitiram um melhor conhecimento sobre a evolução do depósito Sossego e do Cinturão Sul do Cobre da PMC.

Com base no estudo minerográfico do minério do depósito do Sossego foi possível a identificação dos principais minerais opacos: calcopirita, magnetita e pirita. Além desses, foram identificados também quartzo e feldspato, e quantidades subordinadas de siegenita, millerita e rutilo. A calcopirita é caracterizada como o principal mineral de minério, correspondendo a até 90% do volume de rocha. Durante o beneficiamento o minério de textura brechóide possui liberação facilitada do cobre em função do aspecto maciço. Entretanto, texturas irregulares, disseminadas e intergranulares, dificultam a liberação do cobre, pois produzem partículas finas perdidas no rejeito.

Com base na associação mineralógica e relações texturais, a magnetita parece ser o mineral metálico mais precoce, pois apresenta fraturas e vênulas preenchidas por calcopirita e pirita. A pirita ocorre nas bordas da massa de calcopirita e deve ter sido o terceiro mineral a se formar, sendo o segundo mineral a calcopirita de primeira geração. A siegenita, em alguns casos, parece estar substituindo a pirita, o que sugere sua precipitação posterior. A interpretação da sequência de deposição evidenciou que a formação da calcopirita é o mineral mais tardio, em virtude das relações com os outros minerais, e possivelmente sendo esta a calcopirita de segunda geração, ou seja, remobilizada.

É possível reconhecer que o processo de alteração hidrotermal se desenvolveu em diversos estágios dos corpos mineralizados: a alteração sódica e sódico-cálcica (~550°C), predominante no corpo Sequeirinho, a alteração potássica (>450°C) e a

alteração cálcica tardia ($\sim 300^{\circ}\text{C}$) predominante no corpo Sossego (Villas *et al.* 2005 e Monteiro *et al.* 2008).

Os dados aqui apresentados e outros disponíveis na literatura (e.g., Neves, 2006; Moreto *et al.* 2013, 2015) permitiram ratificar os eventos que teriam atuado na formação do depósito Sossego, conforme os três períodos que seguem: a) 3,01 a 2,98 Ga - colocação do Granito Sequeirinho, que corresponde às rochas mais antigas registradas na Província Carajás; b) 2,74 (Granito granofíro Sossego) a 2,68 Ga (rochas metavulcânicas Pista) - magmatismo neoarqueano registrado unicamente no Domínio Carajás. Tal magmatismo propiciou o desenvolvimento da mineralização IOCG mais antiga no corpo Sequeirinho e provavelmente nos corpos Pista e Baiano, uma vez que provocaram a circulação de fluidos hidrotermais em escala regional; c) 1,88 a 1,87 Ga - magmatismo que originou os granitos alcalinos do tipo-A. Esses dados confirmam que os eventos metalogênicos no Cinturão Sul do Cobre apontam para a superposição de múltiplos eventos hidrotermais e/ou mineralizantes durante o Neoarqueano e o Paleoproterozoico.

Os dados Pb-Pb em rocha total do depósito Sossego para o GD e DB (2243 ± 560 Ma) não foram mencionados acima em função dos grandes erros associados, que devem ser resultado de uma abertura do sistema isotópico, já que o valor é intermediário entre a idade admitida para as rochas hospedeiras e a das intrusões proterozoicas do depósito, que devem ter afetado os sistemas geoquímicos.

Quanto aos dados Pb-Pb determinados em calcopirita para o corpo Sequeirinho, neste trabalho, os valores de 2666 ± 580 Ma e de 2184 ± 660 Ma apresentam erros demasiadamente elevados, prejudicando qualquer tipo de comparação.

Moreto *et al.* (2013) observaram que para o corpo Sossego, a mineralização ocorreu num intervalo de $1904 \pm 5,2$ Ma a $1879 \pm 4,1$ Ma (U-Pb em monazita hidrotermal associada à calcopirita), fornecendo as idades mais precisas para a mineralização do corpo Sossego até o momento. São idades similares às aquelas encontradas para suítes graníticas paleoproterozoicas com afinidade geoquímica tipo-A e caráter meta a peraluminoso (p.ex. Dall'Agnol & Oliveira, 2007). As idades obtidas neste trabalho para a calcopirita do corpo Sossego (1887 ± 70 Ma e 1884 ± 210 Ma), corroboram a idade paleoproterozoica para a mineralização.

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: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Resumos expandidos*, 1CD-ROM.
- 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.
- 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., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for the granite magmatism in the Archean. *Lithos*, 120: 235-257.
- 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.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A. M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104: 187-206.
- 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: SBG, 7º Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém. Anais*, 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., 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.B., 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 proterozoico da Região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra, Belém*, **7**: 147-164.

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.

Carvalho E.R. 2009. *Caracterização geológica e gênese das mineralizações de óxido de Fe-Cu-Au e metais associados na Província Mineral de Carajás*: estudo de caso do depósito de Sossego: Unpublished Ph.D Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, 141 p.

Carvalho E.R., Xavier, R.P., Monteiro L.V.S., and Souza Filho C.R. 2005. Geology and hydrothermal alteration of the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. In: SBG, 1º Simpósio Brasileiro de Metalogenia, *Anais...* 1 CD-ROM.

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., Villas, R.N., and 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.

Craveiro G.S. 2011. *Geologia, fluidos hidrotermais e origem do depósito cuproaurífero Visconde, Província Mineral de Carajás*. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém. 151 p.

Dall’Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do subdomínio de transição do domínio Carajás – implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. In: SBG, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Recursos Minerais e Sustentabilidade Territorial na Amazônia*: anais – resumos expandidos, Cap. 14, p. 1082-1085.

Dall’Agnol R., & Oliveira D.C. 2007, Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* **93**: 215–233.

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: UFPA; ICGP-510, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton, *Abstracts volume and Field trips guide*, p. 97.

Dall’Agnol R., Teixeira N.P., Râmo O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129

Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.

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: 5º SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Extend abstracts*, p. 376-379.

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.

El-Husny Neto, C. R. 2014. *Estudo mineralográfico do minério de cobre do depósito do Sossego, Carajás, Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Belém, 31p.

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

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.

El-Husny Neto C. R. 2014. *Estudo mineralográfico do minério de cobre do depósito do Sossego, Carajás, Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Belém. p 31.

Galarza Toro 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*, 1 CD-ROM.

Galarza Toro 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 Toro 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.

Gastal M.C.P. 1987. *Mapeamento e petrologia do Maciço Granítico Musa: Rio Maria, sudeste do Pará*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 342p.

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 Neorarquiana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 182–193.

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.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadokaru K., Cordeiro A.A.C., and Meireles E.A. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG/NO, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, p.100–110.

Hitzman M.W. 2000. Iron oxide–Cu–Au deposits: what, where, when, and why. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*. Australian Miner, Fund. Adelaide, **1**: 9–25.

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. 1999b. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano planalto, região da Serra do Rabo, Carajás - PA. In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus. *Resumos expandidos*, p. 463–466.

Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal, E.D., Brustolin V. 1999a, Descoberta do depósito Cu(Au) cristalino: geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás – PA. In: SBG/NO, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos expandidos*, p. 140–143.

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, v. 3, p.1438-1453.

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: PRONEX/SBG, 2º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Belém. *Resumos...*, 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.

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*, 1 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. *In: IUGS, International Geological Congress, 31, Abstracts*. CD-ROM.

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff, F.J. 2004, Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 447-458

Leite A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. *Tese (Doutorado)*. Universidade Federal do Pará, Belém p 330.

Leite A.A.S., Dall'Agnol R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). *In: SBG, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém. *Resumos expandidos*, p.325-327.

Ludwig K. 2008. Isoplot 3.6. *Berkeley Geochronology Center Special Publication 4*, 77p.

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: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, Brazil. *Resumos expandidos*, 1CD-ROM.

Macambira E.M.B., Vale A.G. 1997. *São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará*. DNPM/CPRM. Brasília, DF. 384p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

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: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador. *Anais...* Salvador, v.6, p.516-518.

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. Série (7)*: 263-287.

Macambira M.J.B. 1992. *Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie Du sud-est; exemple de la région de Rio-Maria, Província de Carajás, Brésil*. Doctor Thesis, University of Montpellier II, Montpellier, 212 p.

Macambira M.J.B., Lancelot J. 1996. Time constraints of Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **38** (12): 1134-1142.

Macambira M.J.B., Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. In: SBG, 3º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*, p. 49-58.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.H., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*. **49**: 329-354.

Marschik R., Mathur, R., Ruiz, J., Leveille, R., and Almeida, A.J. 2005, Late Archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re-Os molybdenite ages. *Mineralium Deposita*, **39**: 983-991

Marschik R., Spangenberg J.E., Leveille R.A., Almeida A.J. de. 2003, The Sossego iron oxide-Cu-Au deposit, Carajás, Brazil. In: Eliopoulos D. et al (eds) *Mineral exploration and sustainable development*, Millpress, Rotterdam, v 1, p. 331-334

Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996a, Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. *Anais...* v. 6, p. 579- 581.

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.

Moreto C. P. N; Monteiro L. V. S; Xavier R. P; Creaser R. A; Andrew DuFrane S; Melo, G. H. C; Delinardo da Silva, M. A; Tassinari C. C. G; Sato, K. 2015. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **50**: 517-546.

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. Metallogenetic evolution of the archean and paleoproterozoic iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. In: 12th SGA Biennial Meeting, Uppsala. *Extend abstracts*, [1 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.

NCL Brasil. 2005. *Revisión de la estimación de recursos del proyecto Cristalino*. Vale S.A Internal Report, 1-103.

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, 43º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, Sergipe. *Anais*, 1 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. Série (7)*: 177-277.

Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010, Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, *In: SBG- Núcleo Norte, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais...* 1 CD-ROM.

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.

Oliveira D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito paleoproterozoico Redenção, SE do Cráton Amazônico*. DS Mestrado, Programa de Pósgraduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 202p.

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. Série (7)*: 61-91.

Pestilho A.L.S. 2011. *Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA*. DS Mestrado, Universidade Estadual De Campinas, Campinas, 50p.

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: SBG, 4º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Foz do Iguaçu. Proceedings...* 1 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., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R. Araújo, J.C. 2003, Geochronology and Nd geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8–1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 803-813.

Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granitogreenstone de Rio Maria, Pará. *In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. Boletim de resumos expandidos*, 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.

- 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.
- Ricci P.S.F., Carvalho M.A. 2006, Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 1073002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: SBG, 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos expandidos*, 1 CD-ROM.
- 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. In: SBG, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. *Abstract Volume*, 1CD-ROM.
- Rio Doce Geologia e Mineração S.A (Docegeo). 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, v.1, p.11-54.
- Rodrigues E.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. *Boletim de Resumos expandidos*, v.2, p.183-184.
- Rolando A.P & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: 4º South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. *Expanded abstracts*, 1 CD-ROM.
- 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: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. *Boletim de Resumos expandidos*, p. 525.
- Rosa A.G.N. 2006. *Rochas encaixantes, alteração hidrotermal e caracterização dos fluidos relacionados à formação do Corpo Sequeirinho do Depósito Cu-Au do Sossego, região de Carajás*. DS, Mestrado, Universidade Federal do Pará, 132p.
- 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.
- Santos R.D., Galarza Toro M.A., Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **8**(3): 355-382.

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.

Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza Toro, 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*: SBG, 42º, Congresso Brasileiro de Geologia, *Abstracts*, 1CD-ROM.

Stacey J.S., Kramer J.D. 1975 Aproximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Sciences Letter*. **26**: 207-221.

Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F.V., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Mineral de Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9**(1): 13-46.

Silva A.R.C., Villas R.N.N., Lafon J.M., Craveiro G.S. 2012. Idade da alteração e mineralização do depósito de Cu-Au Visconde, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *In*: SBG, 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos. *Anais...* 1 CD-ROM.

Silva M.L.T. 2010. *Geologia, petrografia e geocronologia do magmatismo de alto K da região de Vila Jussara, NE do município de água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás*. Traba-lho de Conclusão do Curso, Campus de Marabá, Universidade Federal do Pará, Marabá, 103p.

Silva Jr. R.O., Dall'Agnol R., Oliveira E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoch. Brasiliensis*, **13**(2): 163-181.

Silva G.G.; Lima, M.I.C.; Andrade A.R.F.; Issler R.S.; Guimarães G. 1974. *Geologia. Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.- Tocantins*. DNPM/Radam. v.4, p.1- 72. (Relatório técnico).

Silva Jr. R.O., Dall'Agnol R., Oliveira E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoch. Brasiliensis*, **13**(2): 163-181.

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*: Belém: SBGeo-Núcleo Norte, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*, 1 CD-ROM.

Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Delinardo M.A.S., Moreto C.P.N., Juliani C. 2013. O *greenstone belts* Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás: Contexto geológico e caracterização petrográfica. *In*: SBG, 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. *Anais...* 1 CD-ROM.

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.

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, p. 213–224.

Souza Z.S., Dall'Agnol R., Oliveira C.G., Huhn S.R.B. 1997. Geochemistry and Petrogenesis of metavolcanic rocks from Archean Greenstone Belts: Rio Maria Region (Southeast Pará, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(2): 169–180.

Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Sheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. In: SBG, 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais...* p. 380–383.

Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin 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. 2003. *O cinturão cupro-Aurífero de Carajás, Brasil*. Tese (Doutorado) Universidade Estadual de Campinas, 229p.

Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu–Au mineralization, Carajás 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.

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., and Santos M.D., 2001, The gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**: 300-331.

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*: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá (MG). *Anais...* 1 CD-ROM.

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*, 1CD-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*: PRONEX-SBG, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution and Metallogenesis of the Amazonian Craton, *Anais....* p. 33.

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

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. U-Pbzircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brasil. *Revista Brasileira Geociências*, **16**(2): 195-200.