



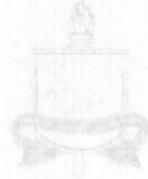
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
**ESTUDOS ISOTÓPICOS (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) DO DEPÓSITO Cu-Au
DO SOSSEGO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.**

Dissertação apresentada por:
MARCELY PEREIRA NEVES

**BELÉM
2006**



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Neves, Marcelly Pereira

N414e Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. / Marcelly Pereira Neves; orientador, Raimundo Netuno Nobre Villas. – 2006

X; 104 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2006.

1. Isótopos. 2. Mineralização. 3. Alteração hidrotermal. 4. Depósito do Sossego. 5. Província Mineral de Carajás. I. Universidade Federal do Pará. II. Villas, Raimundo Netuno Nobre, orient. III. Título.

CDD 20º ed.: 541.388098115



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

**ESTUDOS ISOTÓPICOS (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) DO
DEPÓSITO Cu-Au DO SOSSEGO, PROVÍNCIA MINERAL
DE CARAJÁS.**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

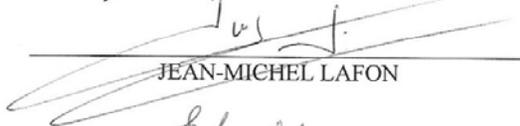
MARCELY PEREIRA NEVES

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

Data de Aprovação: 30/10/2006

Comitê de Dissertação:


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (Orientador)


JEAN-MICHEL LAFON


EVANDRO LUIZ KLEIN

Belém

À minha família e amigos pelo incentivo, carinho e por sempre acreditarem em mim.

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meus agradecimentos as seguintes pessoas e instituições que contribuíram de forma direta ou indiretamente na elaboração deste trabalho.

Ao meu orientador Raimundo Netuno Villas pela disposição, conhecimento, paciência e dedicação durante boa parte da minha vida acadêmica e na realização deste trabalho.

À CAPES, pela bolsa de estudo.

À CVRD – Companhia Vale do rio Doce, pela permissão para trabalhar no depósito Cu-Au do Sossego, hospedagem, cessão de testemunhos, mapas e proveitosas informações obtidas a partir de discussões mantidas com os geólogos Roberta Morais, Cláudio Coimbra, Clovis Maurity e Benevides Aires.

Ao projeto PRONEX (MCT-FINEP) – “Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral de Carajás e províncias adjacentes” – pelo apoio financeiro.

Ao geólogo Marco Antonio Galarza, pela inestimável ajuda durante as análises e tratamento de dados de isótopos radiogênicos.

Aos técnicos do Laboratório Pará-Iso, em especial Rosemary, Elma e Natália pela ajuda e dedicação dada durante a realização das análises isotópicas.

Ao prof. Cláudio Lamarão do laboratório de microscopia eletrônica de varredura (MEV) – CG/UFPA, pela ajuda prestada durante as análises de minerais.

A toda minha família, em especial aos meus pais pelo carinho, esforço e doação de seus trabalhos desde os primeiros anos da minha vida.

As minhas grandes amigas, as geólogas Fernanda Giselle e Thereza Cristina, pela amizade, convivência e paciência durante os últimos oito anos.

Com carinho, ao meu namorado Luis Carlos Melo Palmeira, pelo companheirismo, paciência, incentivo e ajuda na elaboração desse trabalho.

Aos amigos do grupo de Metalogênese, em especial, os da Sala 9, Ana Glória, Ulisses Costa e Augusto Lobato pela troca de informações e momentos de descontração durante estes anos de convivência.

A todos os amigos que entraram comigo no curso de Pós-Graduação e os que conquistei ao longo destes anos.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1. INTRODUÇÃO	6
1.1 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA.....	9
1.2 OBJETIVOS.....	10
1.3 MATERIAIS, MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO.....	10
1.3.1 Materiais	10
1.3.2 Métodos e Técnicas de Estudo	10
1.3.2.1 Pesquisa Bibliográfica.....	11
1.3.2.2 Atividades de Campo.....	11
1.3.2.3 Descrição macroscópica.....	11
1.3.2.4 Descrição Microscópica.....	11
1.3.2.5 Espectroscopia de Difração de Raios-X.....	12
1.3.2.6 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV-SED).....	12
1.3.2.7 Microssonda Eletrônica.....	12
1.3.2.8 Análises Isotópicas.....	12
2 PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	15
2.1 LITOESTRATIGRAFIA.....	15
2.2 CONTEXTO TECTÔNICO.....	20
3 GEOLOGIA DO DEPÓSITO SOSSEGO	22
3.1 PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO DEPÓSITO DO SOSSEGO.....	28
3.1.1 Principais Tipos Litológicos	28
3.1.1.1 Granitóides.....	28
3.1.1.2 Rochas Máficas.....	37
3.1.1.3 Rocha rica em biotita (BIX).....	43
3.1.1.4 Hidrotermalitos.....	49

3.1.1.5 Brechas.....	59
3.1.1.6 Diques félsicos (IAC).....	59
4 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	61
4.1 MINERALIZAÇÃO.....	62
5 ESTUDOS ISOTÓPICOS.....	64
5.1 ISÓTOPOS DE CHUMBO.....	64
5.1.1 Generalidades.....	64
5.1.2 Resultados de Isótopos de Pb dos Sulfetos do Depósito do Sossego.....	65
5.2 ISÓTOPOS DE SAMÁRIO E NEODÍMIO.....	71
5.2.1 Generalidades.....	71
5.2.2 Resultados de Isótopos de Sm e Nd do Depósito do Sossego.....	72
5.3 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO.....	76
5.3.1 Genaralidades.....	76
5.3.2 Resultados de Isótopos de Carbono e Oxigênio.....	77
6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES DOS RESULTADOS.....	82
6.1 ISÓTOPOS DE CHUMBO.....	82
6.2 ISÓTOPOS DE SAMÁRIO E NEODÍMIO.....	85
6.3 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO.....	86
7 CONCLUSÕES.....	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	95

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização do depósito do Sossego e de outros depósitos da região de Carajás.....	8
Figura 2 – Províncias geocronológicas do craton Amazônico segundo Tassinari & Macambira (2004), com localização da Província Mineral de Carajás (PMC).....	16
Figura 3 – Mapa geológico do Bloco Norte da PMC (Pinheiro, 1997, modificado) e localização dos principais depósitos minerais.....	17
Figura 4 – Mapa Geológico do depósito do Sossego, identificando os dois corpos principais (Sequeirinho e Sossego), Carajás (Fonte: CVRD).....	23
Figura 5 – Fotografia de frente de lavra de dique de rocha máfica de direção WNW-ESE cortando rocha granitóide, corpo Sequeirinho.....	24
Figura 6 – Seções geológicas NW-SE dos corpos Sequeirinho e Sossego (Fonte: CVRD).....	26
Figura 7 – Geometria espacial aproximada do minério do corpo Sequeirinho (Morais & Alkmim, 2005).....	26
Figura 8 – Distribuição esquemática em planta das zonas de alteração hidrotermal do depósito do Sossego (Monteiro <i>et al.</i> , submetido).....	27
Figura 9 – Fotografia de testemunho de sondagem de rocha granítica, fortemente albitizada e de coloração avermelhada. Amostra F-110/91,5m, corpo Sequeirinho.....	28
Figura 10 – Fotomicrografia de cristal de plagioclásio com textura tabuleiro de xadrez. Amostra F-51/70,3m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	29
Figura 11 – Fotomicrografia de matriz albítica (Alb) substituída por agregado de clorita (Cl). Amostra de granitóide F-51/70,3m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	31
Figura 12 – Fotomicrografia de cristal de quartzo (QTZ) com borda corroída por finas palhetas de clorita (Cl). Amostra de granitóide F-33/130,05m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	31
Figura 13 – Fotomicrografia de agregado de clorita (Cl) cortado por vênula de quartzo (Qtz) que evidencia o aporte intermitente de sílica ao sistema hidrotermal do Sossego. Amostra de granitóide F-33/130,05m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	32
Figura 14 – Fotomicrografia de cristais radiais de hematita (Hem) em substituição à albita (Alb). Amostra de granitóide F-33/130,05m, Corpo Sequeirinho. (Luz refletida, nicóis //).....	32
Figura 15 – Fotografia de testemunho de sondagem correspondendo à variedade porfírica dos granitóides. Amostra F-266/475,1m, corpo Sequeirinho.....	33
Figura 16 – Fotomicrografia de vênula de albita (Alb)+titanita (Tit) cortando os planos de foliação em granitóides porfírico deformado. Amostra F-37/391m, Corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis//).....	35

Figura 17 – Fotomicrografia de fenocristal de quartzo (Qtz) levemente estirado, com bordas corroídas e fratura preenchida por material da matriz (Mtz). Amostra de granitóide porfírico. Amostra F-37/391m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	35
Figura 18 – Fotomicrografia de vênula monominerálica de epidoto cortando granitóide porfírico. Amostra F-352/63,5m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	36
Figura 19 – Fotomicrografia de vênula de feldspato potássico (FK) bordejada por epidoto (Ep) e contendo calcopirita e pirita (Sft) e clorita (Cl) em granitóide porfírico. Amostra F-352/63,5m, Corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).....	36
Figura 20 – Fotografia de testemunho de furo de sondagem de gabro pouco alterado. (Furo F-204, corpo Sequeirinho).....	37
Figura 21 – A) Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de escapolita (Esc) substituindo magnetita (Mt) e contendo inclusões de actinolita (Act) e quartzo (Qtz); B) Fotomicrografia de cristal subédrico de escapolita (Esc) substituído parcialmente por uma massa de actinolita+clorita. Amostra F-37/600m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida e nicóis X).....	38
Figura 22 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de cristal de magnetita (Mt) com fraturas preenchidas por clorita (Cl) e biotita (Biot). Amostra F-352/44,6m, corpo Sequeirinho.....	39
Figura 23 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de vênula composta de epidoto (Ep), albita (Alb) e feldspato potássico (FK) que corta rocha gabróica. Amostra F-352/44,6m, corpo Sequeirinho.....	39
Figura 24 – Fotomicrografia de actinolitito típico, isótropo e formado essencialmente por cristais de actinolita de tamanhos variados. Amostra F-352/ 93,8m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	41
Figura 25 – Fotomicrografia de cristal de magnetita (Mt) parcialmente substituído por actinolita (Act). Amostra de actinolitito F-352/ 93,8m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).....	41
Figura 26 – Fotomicrografia de vênula de quartzo (Qtz)+ magnetita (Mt) cortando rocha máfica. Amostra F-352/106,4m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).....	42
Figura 27 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de vênula de quartzo (Qtz) que, ao se alojar, incorporou grãos de actinolita (Act) da rocha hospedeira (actinolitito). Amostra F-352/93,8m, corpo Sequeirinho.....	42
Figura 28 – Fotografia de testemunho de furo de sondagem de rocha rica em biotita levemente orientada. (Furo F-352/226,08m – corpo Sequeirinho).....	43
Figura 29 – Fotografia de amostra de testemunho de furo de sondagem de rocha rica em biotita fortemente orientada. (Furo F-221 – corpo Pista).....	43
Figura 30 – Fotomicrografia de rocha rica em biotita pouco a levemente deformada. Amostra F-352/266,08m-corpo sequeirino) (luz transmitida/ nicóis X).....	44

Figura 31 – Fotomicrografia de rocha rica em biotita em que a distribuição caótica dos constituintes minerais produziu um fluxo desordenado como resultado da milonitização. Amostra F-352/266,08m, corpo sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	44
Figura 32 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados destacando íntima relação entre a biotita (Bt), Cl-K-Fe-hastingsita (Hast) e calcopirita (Cpy). Amostra F-352/266,08m, corpo Sequeirinho.....	47
Figura 33 – Fotomicrografia de cristal de escapolita (Esc) com inclusões de finas palhetas de mica e grãos de anfóbio evidenciando textura poiquiloblástica. Amostra F-352/266,08m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).....	47
Figura 34 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de cristais de hastingsita (Hast) substituídos nas bordas por actinolita (Act). Amostra de rocha rica em biotita F-352/266,08m, corpo Sequeirinho. Números vermelhos = pontos analisados.....	48
Figura 35 – Fotomicrografia de grãos de quartzo muito estirados definindo planos de foliação milonítica em rocha rica em biotita. Amostra BIX-frente de lavra, corpo Sequeirinho (Luz transmitida/nicóis X).....	48
Figura 36 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de faixa composta de quartzo (Qtz), escapolita (Esc) e alanita (Al) em rocha rica em biotita. Amostra F-352/154,1m, corpo Sequeirinho.....	49
Figura 37 – Fotografia de furo de sondagem de magnetito. (Furo F-204/122,1m – corpo Sequeirinho).....	50
Figura 38 – Fotomicrografia de cristal de magnetita (Mt) com fraturas preenchidas por clorita (Cl). Amostra de magnetito F-37/572m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).....	51
Figura 39 – Fotomicrografia de cristais de actinolita (Act) cortado por microvênula de clorita (Cl). Amostra F-33/315,35m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	51
Figura 40 – Fotomicrografia de cristal de albita com textura tipo tabuleiro de xadrez. Amostra de magnetito F-33/315,35m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).....	52
Figura 41 – Fotomicrografia de cristais subédricos a anédricos de apatita. Amostra de magnetito F-37/572m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).....	52
Figura 42 – Fotografia de amostra do minério de aspecto brechóide em que “clastos” angulosos de actinolita acham-se cimentados por calcopirita. Frente de lavra, corpo Sequeirinho.....	53
Figura 43 – Fotomicrografia de clorita vermiforme (Cl) associada com o quartzo. Amostra SEQ-M-03, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).....	54
Figura 44 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de epidoto (Ep) com núcleo constituído de quartzo (Qtz). Amostra SEQ-M-03, corpo Sequeirinho.....	55
Figura 45 – Fotomicrografia de cristal de alanita (Al) bordejado por epidoto (EP). Amostra F-352/209,4m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).....	55
Figura 46 – Fotografia de testemunho de sondagem de brecha mineralizada do tipo Sossego, com destaque para um grande clasto arredondado de rocha granítica.....	56

Figura 47 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de cristal de apatita (Ap) com borda, delimitada por traços amarelos, parcialmente substituída por clorita (Cl) e envolto por calcopirita (Cpy). Notar inclusões submicroscópicas de calcopirita no interior do maior cristal de apatita. Amostra F-254/215,8m, corpo Sossego.....	57
Figura 48 – Fotomicrografia de cristal de magnetita (Mt) com microfraturas preenchidas por calcopirita (Cpy). Amostra F-314/239,6m, corpo Sossego. (Luz refletida, nicóis //).....	58
Figura 49 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de cristal de magnetita (Mt) com inclusões de apatita (Apt) e calcopirita (Cpy). Amostra F-314/239,6m, corpo Sossego.....	58
Figura 50 – Fotografia de testemunho de brecha não mineralizada, mostrando, com a seta amarela, disseminação de sulfeto e, com a seta preta, fragmentos de rochas máficas. Amostra F-314, corpo Sossego.....	59
Figura 51 – Fotografia de amostra de dique félsico da frente de lavra, corpo Sequeirinho.....	60
Figura 52 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de calcopirita submetida à dissolução total (DT) e lixiviação (L), fornecendo isócrona de 2530 ± 25 Ma. Amostra F33/357,1m/Corpo Sequeirinho.....	66
Figura 53 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de duas amostras de calcopirita submetida à dissolução total (DT) e lixiviação (L), fornecendo isócrona de 2608 ± 25 Ma. Amostras F33/357,1 m e F33/385,6 m/Corpo Sequeirinho.....	68
Figura 54 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de calcopirita submetida à dissolução total (DT) e lixiviação (L), fornecendo uma isócrona de 1585 ± 28 Ma. Amostra F228/137m/Corpo Sossego.....	69
Figura 55 – Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de calcopirita dissolução total (DT) e lixiviação (L). Amostras F33/357,1m/Corpo Sequeirinho.....	70
Figura 56 – Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de calcopirita dissolução total (DT) e lixiviação (L). Amostras F33/385,6 m/Corpo Sequeirinho.....	70
Figura 57 – Diagrama $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de amostras de corpo de minério fornecendo uma idade de 2.578 ± 29 Ma. Corpo Sequeirinho.....	73
Figura 58 – Diagrama ϵ_{Nd} vs. tempo (Ga) para amostras de minério (RM), granitóides (GRA e BIX) e gabros (GBA) do depósito do Sossego.....	75
Figura 59 – Fotografia de testemunho de furo de sondagem de vênula de calcita em rocha máfica. F230/65m -corpo Sequeirinho.....	77
Figura 60 – Fotografia de testemunho de furo de sondagem de calcita em matriz de brecha. F288/185,7m -corpo Sossego.....	77
Figura 61 – Composição isotópica do C em vários reservatórios naturais (Rollinson 1993). Em vermelho, amostras de calcita do depósito do Sossego.....	78

Figura 62 – Composição isotópica do O de vários reservatórios naturais (Rollinson 1993). Em vermelho, amostras de calcita do depósito do Sossego.....	80
Figura 63 – Diagrama que destaca a correlação negativa entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para a maioria das amostras de calcita estudadas (Depósito do Sossego).....	80
Figura 64 – Diagrama ϵ_{Nd} vs. tempo (Ga) em que são comparados os dados de ϵ_{Nd} das amostras de minério, gabro e de granitóides com os de basaltos do Grupo Grão Pará.....	86
Figura 65 – Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para diversos reservatórios naturais de carbonato e condritos (modificado de Rollinson 1993). Os círculos em vermelho referem-se aos dados da calcita do depósito do Sossego (ver texto).....	87
Figura 66 – Diagrama da variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ para carbono e carbonatos de vários reservatórios naturais (modificado de Kerrich, 1989). O traço e o retângulo em vermelho referem-se à calcita do depósito do Sossego.....	88
Figura 67 – Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ em que contam os dados de carbonatos dos depósitos do Sossego e Igarapé Bahia (PMC).....	89

TABELAS

Tabela 1 – Dados geocronológicos de rochas que ocorrem nas cercanias do depósito do Sossego.....	22
Tabela 2 – Razões isotópicas de Pb de amostras de calcopirita (F-33/357,1m; F-33*/385,8m e F-228/137m) dos corpos Sequeirinho e Sossego, depósito do Sossego (2σ = erro analítico). Os campos em cinza representam as amostras que foram aproveitadas para o cálculo das idades. Os valores sublinhados foram descartados para melhor alinhamento dos pontos.....	67
Tabela 3 – Resultados isotópicos de Sm-Nd e $\epsilon_{(t)}$ e as idades modelo (T_{DM}) de diversas rochas do depósito do Sossego. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ foi calculado usando-se as idades de 2,61Ga e 2,53 Ga para o corpo de minério e de 2,75 Ga e 2,65 Ga para os granitóides e rochas máficas. As amostras em cinza apresentam forte fracionamento, tendo seus dados descartados.....	74
Tabela 4 – Resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, obtidos em calcita do depósito Sossego, e de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ calculados a 150°C e 350°C*. BAI – Corpo Baiano; SEQ – Corpo Sequeirinho; SOS – Corpo Sossego.....	79

Resumo

O depósito do Sossego localiza-se cerca de 25 km a NW da cidade de Canaã dos Carajás, sudeste do Pará, no contato do Grupo Grão Pará com rochas do embasamento. Este depósito compreende dois corpos principais, Sequeirinho e Sossego, que foram gerados em um ambiente onde processos deformacionais e o alojamento e resfriamento de corpos intrusivos favoreceram uma intensa circulação de fluidos hidrotermais.

Este trabalho objetivou reconhecer as rochas encaixantes do minério, estilo da mineralização e tipos de alteração hidrotermal, bem como datar a mineralização de sulfetos e investigar possíveis fontes dos metais e fluidos hidrotermais.

Na área do depósito ocorrem granitóides, rochas máficas, ambos invariavelmente alterados e deformados a diferentes graus, rocha rica em biotita, hidrotermalitos (magnetitos e corpos de minério) e brechas, todos cortados por diques félsicos e máficos.

Os principais processos hidrotermais identificados no depósito são albitização, epidotização, cloritização, silicificação, anfibolitização e escapolitização. O primeiro é mais comum nas rochas granitóides e os dois últimos nas rochas máficas, nas quais a formação de actinolita se intensifica em direção ao minério formando actinolitos. Ocorre, também, forte metassomatismo de ferro que foi responsável pela geração de magnetitos. Vênulas tardias, dominadas por calcita, marcam o estágio final da alteração hidrotermal, o qual, embora presente no corpo Sequeirinho, foi bem mais intenso no corpo Sossego.

A mineralização ocorreu contemporaneamente aos processos de epidotização, cloritização e actinolitização, o que permite inferir que os fluidos mineralizantes, além de Cu, Au e P, eram ricos em Ca e Fe.

Dados de isótopos de Pb em calcopirita de amostras do minério forneceram idades de 2530 ± 25 Ma, 2608 ± 25 Ma (corpo Sequeirinho) e 1592 ± 45 Ma (corpo Sossego). As idades arqueanas foram discutidas mediante as hipóteses de existir ou não elo genético da mineralização com os granitóides. No primeiro caso, a mineralização estaria ligada à granitogênese de 2,76-2,74 Ga e as idades

representariam maior ou menor abertura do sistema isotópico do Pb causada por evento termal ou deformacional subsequente. Elas poderiam, por outro lado, estar relacionadas ao mesmo evento magmático de $\approx 2,6$ Ga que gerou os diques presentes no vizinho depósito Cu-Au do 118, porém sua pouca representatividade em Carajás torna improvável que ele seja responsável pela produção de grandes depósitos cuproauríferos, como o do Sossego. Na falta de elo genético com os granitóides, a mineralização poderia ser atribuída a processos metamórficos e essas idades registrariam o evento cisalhante que não só milonizou os granitóides como também permitiu que eles interagissem com fluidos de elevada salinidade, vindo a produzir as rochas ricas em biotita e com altos teores de Cl. À idade mesoproterozóica não foi dado nenhum significado geológico.

Com o método Sm-Nd, foi obtida a idade de 2.578 ± 29 Ma em amostras do minério, a qual é comparável com a idade Pb-Pb de 2608 ± 25 Ma e muito provavelmente também reflete reequilíbrio isotópico em resposta a eventos posteriores. Idades-modelo determinadas para o minério (3,16 – 2,96 Ga) são semelhantes às dos granitóides do depósito (3,12 – 2,98 Ga) e também às dos basaltos do Grupo Grão Pará (2,76-3,09 Ga), sugerindo que o minério, em parte, seja originado dessas rochas. Os valores de ϵ_{Nd} (-4,09 a -0,94) indicam uma origem essencialmente crustal tanto das rochas hospedeiras como do próprio minério. Com base em diagrama $\epsilon_{Nd} \times t$, fica evidente que os metais dos minérios foram derivados tanto dos granitóides como das rochas máficas, entre estas em especial os basaltos do Grupo Grão Pará.

Os valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ sugerem uma fonte homogênea para o C, de origem provavelmente mantélica. As amostras, em geral, revelam uma correlação linear negativa no diagrama $\delta^{13}C \times \delta^{18}O$ sugerindo um processo evolutivo comum. Em termos de reservatórios naturais de C e O, os dados isotópicos são mais consistentes com fontes de filiação carbonatítica, o que é reforçado pelos teores anômalos de P e ETR dos corpos de minério. Estimativas da composição dos fluidos mostram que a maioria dos valores de $\delta^{18}O$ varia de $-7,74\text{‰}$ a $-5,67\text{‰}$ (a 150°C) e $+0,64\text{‰}$ a $+2,71\text{‰}$ (a 350°C), acusando participação de águas meteóricas no sistema hidrotermal do Sossego. Entretanto, valor mais elevado ($+12,27\text{‰}$ a 350°C) sugere assinatura de água magmática ou mesmo metamórfica naquele sistema.

Apesar das especulações, a integração de dados de campo, mineralógicos, isotópicos (radiogênicos e estáveis) e de inclusões fluidas permite dizer que a mineralização ocorreu entre 2,76 e 2,60 Ga e muito provavelmente esteve ligada a processos metamórfico-deformacionais que desencadearam a migração de fluidos de elevadas salinidades, adquiridas ao reagirem com seqüências ricas em haletos, e com extraordinária capacidade de transportar grandes quantidades de metais, dentre eles Cu e Fe.

Abstract

The Sossego deposit is located at about 25 km NW of Canaã de Carajás, southeast of Pará, at the contact zone between the Grão Pará Group and basement rocks. This deposit comprises two main ore bodies, Sequeirinho and Sossego, which were formed in an environment where deformational processes, emplacement and cooling of intrusive bodies led to an intense hydrothermal fluid circulation.

This work intended to characterize the ore host rocks, the mineralization styles and the types of hydrothermal alteration, as well as to date the sulfide mineralization and assess potential sources for metals and hydrothermal fluids.

Invariably altered and deformed granitoids and mafic rocks, in addition to biotite-rich rocks, hydrothermalites (magnetitites and ore bodies) and breccias occur in the deposit area. All these rocks are crosscut by mafic and felsic dikes.

Albitization, epidotization, chloritization, silicification, amphibolitization and scapolitization were the main alteration processes recognized in the deposit. The first is more common in the granitoids while the last two are more typical of the mafic rocks. In these mafic rocks the concentration of actinolite increases towards the ore bodies resulting in the formation of actinolitites. A strong iron metasomatism was also identified, being responsible for the magnetitite generation. Abundant calcite-rich veinlets mark the final stage of the hydrothermal activity in the area. Although present in the Sequeirinho ore body, it was more intense in the Sossego ore body.

Mineralization was subsequent to the shearing event and took place contemporaneously with the epidotization, chloritization and actinolization processes, allowing one to infer that mineralizing fluids, besides Cu, Au and P, were also enriched in Ca and Fe.

Pb isotopic data in chalcopyrite from ore samples yielded ages of 2530 ± 25 Ma, 2608 ± 25 Ma (Sequeirinho ore body) and 1592 ± 45 Ma (Sossego ore body). The Archaean ages were discussed considering the hypotheses of the mineralization having or not a genetic link with the granitoids. In the first case, it could be related to the 2.76 – 2.74 Ga granitogenesis and the ages would represent the opening of the Pb isotopic system caused by subsequent thermal or deformational events. Alternatively, those

ages could be related to the ~2.6 Ga magmatic event that is accounted for the dikes present at the neighboring Cu-Au 118 deposit, but its unexpressive significance in the Carajás region makes it unlikely to be responsible for the production of great cuprous-auriferous deposits, like the Sossego. In the absence of a genetic link with granitoids, the mineralization could be related to metamorphic processes and the Pb-Pb ages would record the accompanying shearing event that caused the granitoid mylonitization and might have induced the infiltration of high salinity fluids, resulting in biotite-rich rocks with high Cl contents. No geological significance was given to the Mesoproterozoic age.

A Sm-Nd isochron of 2578 ± 29 Ma was also obtained for ore samples. It is comparable to the Pb-Pb age of 2608 ± 25 Ma and most likely reflects an isotopic reequilibrium in response to later events. Model-ages (3.16 – 2.96 Ga) for the ore are similar to those of the deposit granitoid (3.12 – 2.98 Ga) and also to the Grão Pará Group basalts (2.76 – 3.09 Ga), suggesting that the ore could have been, at least in part, derived from these rocks. ϵ_{Nd} values (-4.09 to -0.94) indicate an essentially crustal origin for both the host rocks and the ore. Based on the diagram $\epsilon_{Nd} \times t$, it is plausible to admit that ore metals were derived from both granitoids and mafic rocks, especially the basalts from the Grão Pará Group.

The $\delta^{13}C_{PDB}$ values for calcite indicate a homogeneous source for C, probably mantle-derived. They show a negative linear correlation with the $\delta^{18}O$ values, suggesting a common evolution process. In terms of C and O natural reservoirs, the isotopic data are more consistent with sources of carbonatitic affiliation as indicated by the anomalous P and ETR contents found in the ore bodies. Calculation of $\delta^{18}O_{fluid}$ reveals that most values fall, respectively, in the ranges of -7.24 to -5.17‰ and +1.14‰ to +3.21‰ at 150° and 350°C, being consistent with the participation of meteoric water in the Sossego hydrothermal system. However, higher values (+9.79‰ at 250°C and +12.77‰ at 350°C) suggest a magmatic or metamorphic water signature.

Despite the speculations, integrating field, mineralogical, isotopic (stable and radiogenic) and fluid inclusion data allows to sustain that mineralization occurred at 2.76-2.60 Ga and was related to metamorphic-deformational processes, which triggered the migration of high saline fluids that had previously reacted with salt-rich sequences and became capable of transporting great amounts of metals, including Cu and Fe.

1 INTRODUÇÃO

Na Província Mineral de Carajás, no setor centro-sul do Estado do Pará, ocorre um conjunto de depósitos de Cu-Au, com associações variadas de outros metais, destacando-se os depósitos de 1) óxidos de Fe-Cu-Au-(IOCG) do Igarapé Bahia (219 Mt a 1,4% Cu e 0,86g/t Au; Tallarico *et al.*, 2000), Igarapé Salobo (994 Mt a 0,94% Cu e 0,52 g/t Au; Lindenmayer 1990), Sossego (247,1 Mt a 0,98% Cu e 0,28g/t Au; Fanton¹), Cristalino (500 Mt a 1,0% Cu e 0,3g/t Au; Huhn *et al.* 2000) e 118 (170 Mt a 1,0% Cu e 0,3g/t Au); 2) de Cu-Au-(Zn-W-Sn-Mo-Bi) de Águas Claras (9,5 Mt a 2,43 g/t Au; Silva & Villas 1998), Igarapé Pojuca (58 Mt a 0,9% Cu e 8,5 Mt a 1% Zn; Winter 1994) e Breves (50 Mt a 1,22% Cu e 0,75g/t Au; Nunes *et al.* 2001); e 3) Cu-Au de Serra Verde (dados de reservas não disponíveis; Reis & Villas 2002) e Estrela (230 Mt a 0,5% Cu, Lindenmayer *et al.* 2005).

O depósito Sossego está localizado na região de Canaã dos Carajás, a cerca de 40 km a sudoeste da cidade de Parauapebas, nas mediações da Serra do Rabo (Fig. 1). Este depósito ocorre no contato entre as rochas do Grupo Grão Pará, ao norte, e rochas que tradicionalmente têm sido descritas como gnaisses do Complexo Xingu, ao sul. Na frente de lavra, ao longo de uma seção geológica N-S, observam-se granitóides, gabros/diabásios e rochas vulcânicas félsicas, cuja relação com aquelas unidades litoestratigráficas ou mesmo com os granitódies arqueanos das circunvizinhanças ainda é desconhecida.

Na primeira metade da década de 1990, trabalhos de prospecção realizados por geólogos da ex-Docegeo revelaram teores anômalos de Cu no solo, justificando a intensificação de um programa exploratório que passou, a partir de 1996, a ser feito em consórcio da CVRD com a Phelps Dodge. O empreendimento levou à descoberta de um jazimento de minério primário de Cu-Au, distribuídos pelos corpos Sequeirinho, Sossego, Pista, Baiano e Curral. Os corpos Sequeirinho, Pista e Baiano respondem por 85% das reservas, enquanto os corpos Sossego e Curral apresentam 15% das reservas. Estes corpos dispõem-se de tal forma que ocupam uma estrutura sigmoidal com a parte central orientada na direção NE-SW e prolongada, em ambas as

¹ Jose Fanton, comunicação verbal.

extremidades, na direção aproximada E-W. A lavra foi iniciada no mês de julho de 2004, com uma produção anual de 467.000 t de concentrado de minério sendo 30% de Cu e 6 g/t de Au. Além do minério hipogênico, foram cubadas 15 Mt de minério oxidado com 1,05% de Cu que serão beneficiadas na planta a ser instalada no depósito 118, vizinho ao Sossego.

Processos deformacionais bem como a colocação e resfriamento de corpos intrusivos favoreceram a formação de corpos brechóides e intensa circulação de fluidos hidrotermais que alteraram fortemente as rochas e as mineralizaram com calcopirita e ouro.

Pretendeu-se, com este trabalho, dar ênfase a aspectos isotópicos do depósito do Sossego, complementando estudos que nele vêm sendo feitos sobre a geologia e a alteração hidrotermal/mineralização, bem como sobre os fluidos hidrotermais por pesquisadores da UFPA e UNICAMP.

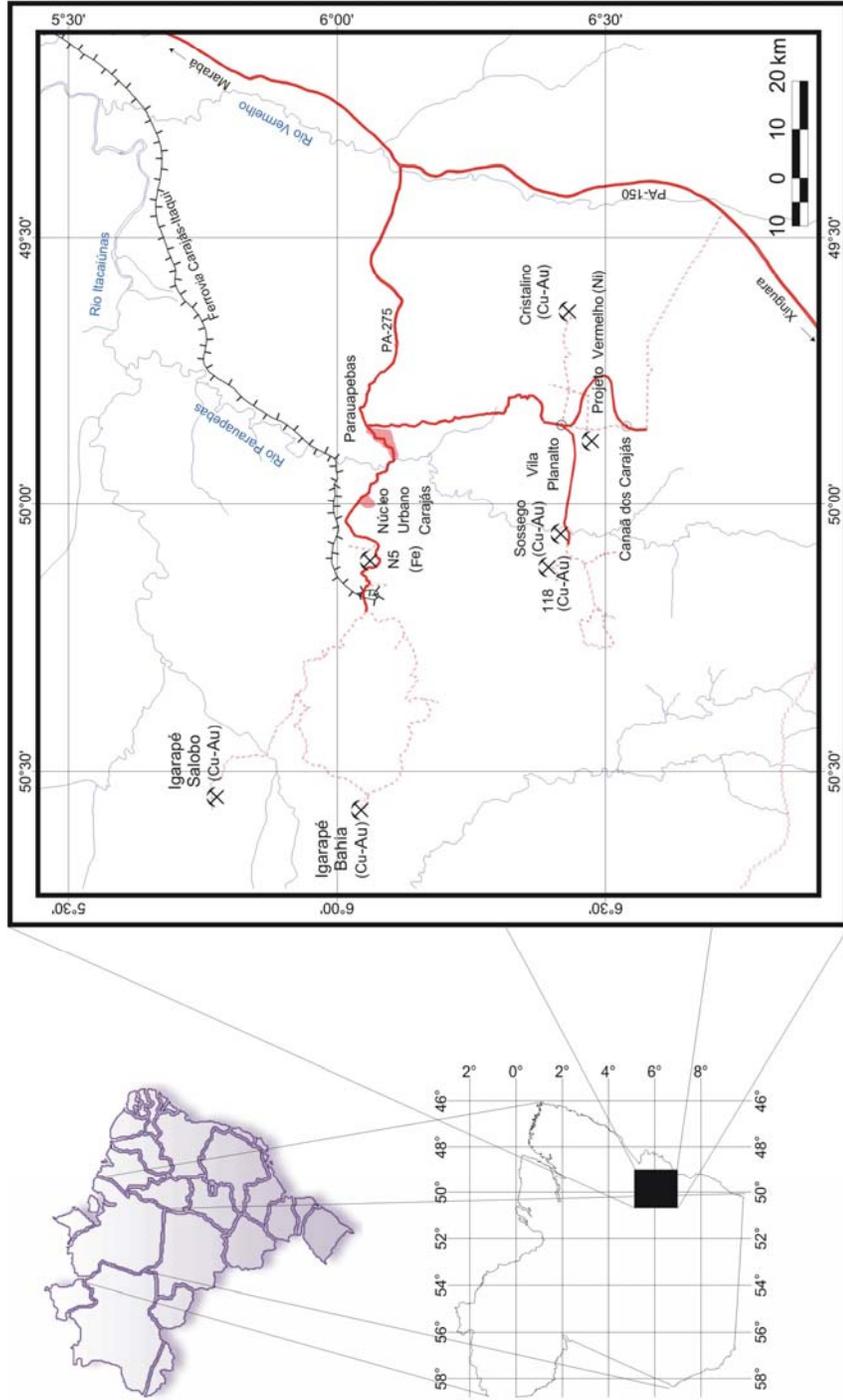


Figura 1 - Mapa de localização do depósito do Sosoego e de outros depósitos da região de Carajás.

1.1 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Está em curso uma investigação sobre o depósito do Sossego, que tem como principal objetivo o estudo petrológico-estrutural das rochas encaixantes e da alteração hidrotermal associada com a mineralização cupro-aurífera que deu origem àquele depósito. Com a presente tese buscou-se consubstanciar essa investigação, levantando-se dados isotópicos que viessem subsidiar um modelo genético para o depósito do Sossego.

Um estudo metalogenético requer, dentre outros parâmetros, conhecimento da fonte, bem como dos mecanismos de transporte e deposição dos metais. Também importante é a idade da mineralização na busca das relações temporais com as rochas encaixantes do minério e circunvizinhas, bem como das fontes dos fluidos hidrotermais.

A sistemática de isótopos radiogênicos (U-Pb, Th-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar, Ar-Ar, Re-Os) e estáveis (H, B, C, N, O e S) constitui uma ferramenta geoquímica poderosa na obtenção de dados radiométricos e das fontes dos metais e fluidos (p. ex. Stacey & Kramers 1975, Faure 1977, Doe & Zartman 1979, Zartman & Doe 1981, Rollinson 1993, Gulson 1986, Hoefs 1987, Philpotts *et al.* 1991, Johnson & McCulloch 1995, Taylor Jr. 1997, Ohmoto & Goldhaber 1997, Tosdal *et al.* 1999, Lambert *et al.* 1999, Ruiz & Mathur 1999).

Com relação ao depósito do Sossego, a idéia foi usar as sistemáticas Pb-Pb e Sm-Nd, além dos isótopos estáveis de O e C. Os dados Pb-Pb em sulfetos e Sm-Nd em rocha total permitiram datar a mineralização e inferir a origem dos metais, enquanto os de C e O em calcita permitiram inferir sobre a origem dos fluidos, a partir dos quais ela precipitou.

A sistemática Pb-Pb em sulfetos vem sendo aplicada em alguns depósitos de Cu-Au de Carajás (Silva *et al.* 2001, Reis 2000, Galarza *et al.* 2002), mas são poucos os estudos com a aplicação do método Sm-Nd, a exceção sendo o depósito Gameleira (Lindenmayer *et al.* 2001, Galarza *et al.* 2002). Especificamente em depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au-U-ETR, há um trabalho no depósito Olympic Dam, Austrália (Johnson & McCulloch 1995), em que é utilizada a sistemática Sm-Nd, para discutir as fontes dos

fluidos mineralizadores em um ambiente geológico com rochas muito similares às rochas hospedeiras do depósito Sossego, tendo sido concluído que, além dos granitóides, rochas máficas/ultramáficas desempenharam importante papel na gênese do minério no depósito australiano.

1.2 OBJETIVOS

A presente tese teve por principais objetivos:

1. reconhecer as rochas encaixantes do minério, a natureza e estilo da mineralização e os tipos de alteração hidrotermal;
2. datar a mineralização de sulfetos; e
3. investigar as possíveis fontes dos metais e dos fluidos responsáveis pela mineralização.

1.3 MATERIAIS, MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO

1.3.1 Materiais

Os materiais utilizados foram basicamente testemunhos de sondagens, além de amostras da frente de lavra, todos coletados durante as duas campanhas de campo que foram realizadas.

1.3.2 Métodos e Técnicas de Estudo

Os dados analíticos foram obtidos em equipamentos instalados nos laboratórios do Centro de Geociências da UFPA, com exceção das análises de Sm-Nd e de microsonda, realizados, respectivamente, no Instituto de Geociências da UnB e no Instituto de Geociências da USP. Foram utilizados os seguintes métodos/técnicas:

1.3.2.1 Pesquisa Bibliográfica

Foi feita uma pesquisa bibliográfica, visando a um maior entendimento principalmente da geologia e geocronologia da Província Mineral de Carajás, de depósitos cupro-auríferos associados a granitóides, dos métodos isotópicos radiogênicos Pb-Pb e Sm-Nd, e isótopos estáveis de C e O em carbonatos, além de outros tópicos de interesse para execução desta tese.

1.3.2.2 Atividades de Campo

Foram realizadas duas campanhas de campo, em julho de 2003 e agosto de 2004, quando foi feito o reconhecimento geológico do depósito e das áreas circunvizinhas, e visitas à frente de lavra do depósito do Sossego e ao depósito Cu-Au do 118 a NW. Foram então descritos, juntamente com outros membros do projeto, 15 furos de sondagem, dos corpos Sequeirinho, Sossego e Pista, e coletadas amostras de rochas encaixantes, zonas de alteração e minério para fins petrográficos e principalmente isotópicos.

1.3.2.3 Descrição Macroscópica

Foi feita uma descrição geral dos testemunhos de sondagem coletados durante as campanhas de campo, tendo sido identificadas rochas granitóides, algumas milonitizadas, rochas máficas (gabros/diabásios), magnetitos, além de corpos mineralizados.

1.3.2.4 Descrição Microscópica

Foram selecionados intervalos representativos das rochas encaixantes, zonas alteradas e minério, e confeccionadas 30 lâminas delgadas polidas, que foram descritas e fotografadas, utilizando-se um microscópio Zeiss Axioplan 2, em luz transmitida e refletida.

1.3.2.5 Espectroscopia de Difração de Raios-X

As análises foram feitas em amostras de rocha total e calcita, esta última separada com auxílio de uma lupa binocular, com objetivo de determinar o grau de pureza e a composição do carbonato, para fins isotópicos. Os resultados foram interpretados com base nos *softwares* Minerva (Dr. Walter Schuckmann, inédito) e APD (PHILIPS), e o banco de dados do ICDD (International Center for Diffraction Data).

1.3.2.6 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.

Foi utilizado o equipamento de modelo LEO-1430, em que as amostras foram metalizadas com ouro, sendo 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.

1.3.2.7 Microsonda Eletrônica

Foram selecionadas várias lâminas para análise em microsonda eletrônica com objetivo de determinar a composição química da biotita, apatita, clorita, escapolita e turmalina. Foi utilizado o equipamento JEOL Superprobe JXA-8600, com amperagem de $20,1 \pm 0,1$ A, voltagem de 15 KV e diâmetro de feixe de 5 μ m para a maioria dos minerais analisados.

1.3.2.8 Análises Isotópicas

Esta parte do trabalho contou com a supervisão dos Drs. Marco Antonio Toro (isótopos radiogênicos) e Candido Moura (isótopos estáveis) do Laboratório Pará-Iso, do Centro de Geociências do Pará.

➤ *Isótopos de Pb (dissolução total e lixiviados)*

Foram selecionadas e preparadas oito amostras de concentrados de calcopirita para as análises isotópicas. Primeiramente, foi feita uma descrição detalhada do sulfeto quanto ao seu modo de ocorrência, rochas hospedeiras e minerais associados a fim de, posteriormente, submetê-lo à fase de purificação, para obtenção de concentrados puros, isso após trituração e exame em lupa binocular. Eliminadas as impurezas, foram utilizados cerca de 100 mg (dissolução total) e 400 mg (lixiviados) de concentrado que passaram por processos de abertura e separação química, seguindo os procedimentos experimentais descritos por Manhès (1982), mas adaptado às condições do Pará-Iso. As análises foram realizadas em espectrômetro de massas VG Isomass 54E.

Pb-Pb em calcopirita (dissolução total): A abertura química foi feita com HCl+HNO₃+1 gota de HBr. O Pb é solubilizado pelo HBr e submetido à separação. O Pb é coletado com HCl e concentrado com 1 gota de HNO₃, depositando-se o concentrado final em filamentos de Re para ser analisado, utilizando-se sílica gel como agente ativador.

Pb-Pb em calcopirita (lixiviação): Depois de pesadas e acondicionadas em cadinhos de teflon, as amostras foram submetidas à lixiviação ou abertura química, tendo sido progressivamente dissolvidas para produzir soluções (L1-L5) representativas das várias etapas de lixiviação e da etapa de dissolução total do resíduo remanescente. Os ácidos utilizados na etapa de lixiviação foram: para L1: HBr (4N) + HCl (2N); L2: HBr (4,5N); L3: HCl (6N); L4: HCl (concentrado) e; L5: HCl (6N) + HNO₃ (7N). Depois da separação química do Pb, ele foi coletado com HCl concentrado contendo 2µl de H₃PO₄ e o concentrado final foi depositado em filamentos de Re, utilizando-se também sílica gel como agente ativador, a qual forma uma película vítrea de Pb no filamento. Esses filamentos são em seguida colocados no tambor do espectrômetro de massa para a análise isotópica.

➤ *Sm-Nd em rocha total*

Foram selecionadas 11 amostras de tipos litológicos representativos da área em estudo, que foram trituradas, pulverizadas (80 *mesh*), homogeneizadas e quarteadas. As amostras foram trituradas em um britador de mandíbulas e pulverizadas em um

moinho de rolo e em um *shatter box*. Seguindo o método descrito por Gioia & Pimentel (2000), foram misturados cerca de 50mg de amostra a uma solução *spike* e dissolvidas em cápsulas Savillex em bombas Teflon. A extração do Sm e Nd foi feita em colunas contendo resina LN-Spec, e as amostras foram analisadas em espectrômetro de massa, modelo Finnigan MAT 262.

➤ Isótopos de C e O

Foram selecionadas 23 amostras de carbonato provenientes de veios e da matriz das brechas. As amostras foram pulverizadas e em seguida analisadas por difração de raios-X para identificar os carbonatos, sendo que 21 delas revelaram calcita com alto grau de pureza. Seguindo os procedimentos descritos em McCrea (1950), gotas de ácido fosfórico a 25,2° C foram adicionadas automaticamente ao material pulverizado em aparelho Kiel III para liberação de CO₂, que foi então coletado e analisado em um espectrômetro de massa modelo Finnigan MAT 252.

2 PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

2.1 LITOESTRATIGRAFIA

O Cráton Amazônico está dividido, de acordo com Tassinari & Macambira (2004), em seis Províncias Geocronológicas (Fig. 2). A Província Amazônia Central é a mais antiga, de idade essencialmente arqueana, nela localizando-se a Província Mineral de Carajás (PMC), na porção sudeste daquele cráton.

A PMC é formada por dois blocos crustais: os terrenos *granito-greenstone* de Rio Maria (TGGRM), mais antigo, ao sul, e o Bloco Carajás (BC), ao norte (Souza *et al.* 1996), também referido como Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo & Maia, 1991; Costa *et al.* 1995). As principais diferenças entre esses blocos residem nas características litológicas e metalogenéticas, e nas idades das rochas (Villas & Santos, 2001).

Os limites entre estes blocos têm sido descritos como possivelmente transicionais e localizados um pouco ao norte da área de exposição do *greenstone-belt* de Sapucaia (Dall'Agnol *et al.* 1997). Dados geocronológicos recentes, referentes a rochas nas circunvizinhanças de Canaã dos Carajás, sugerem que os limites possam estar mais ao norte (Sardinha *et al.* 2004).

Pelo fato de o depósito do Sossego estar localizado no BC (Fig. 3), será aqui apresentada apenas a geologia da porção norte da PMC, a qual abrange rochas geradas ou reativadas por tectonismo posterior à formação dos TGGRM (Araújo & Maia, 1991; Costa *et al.* 1995).

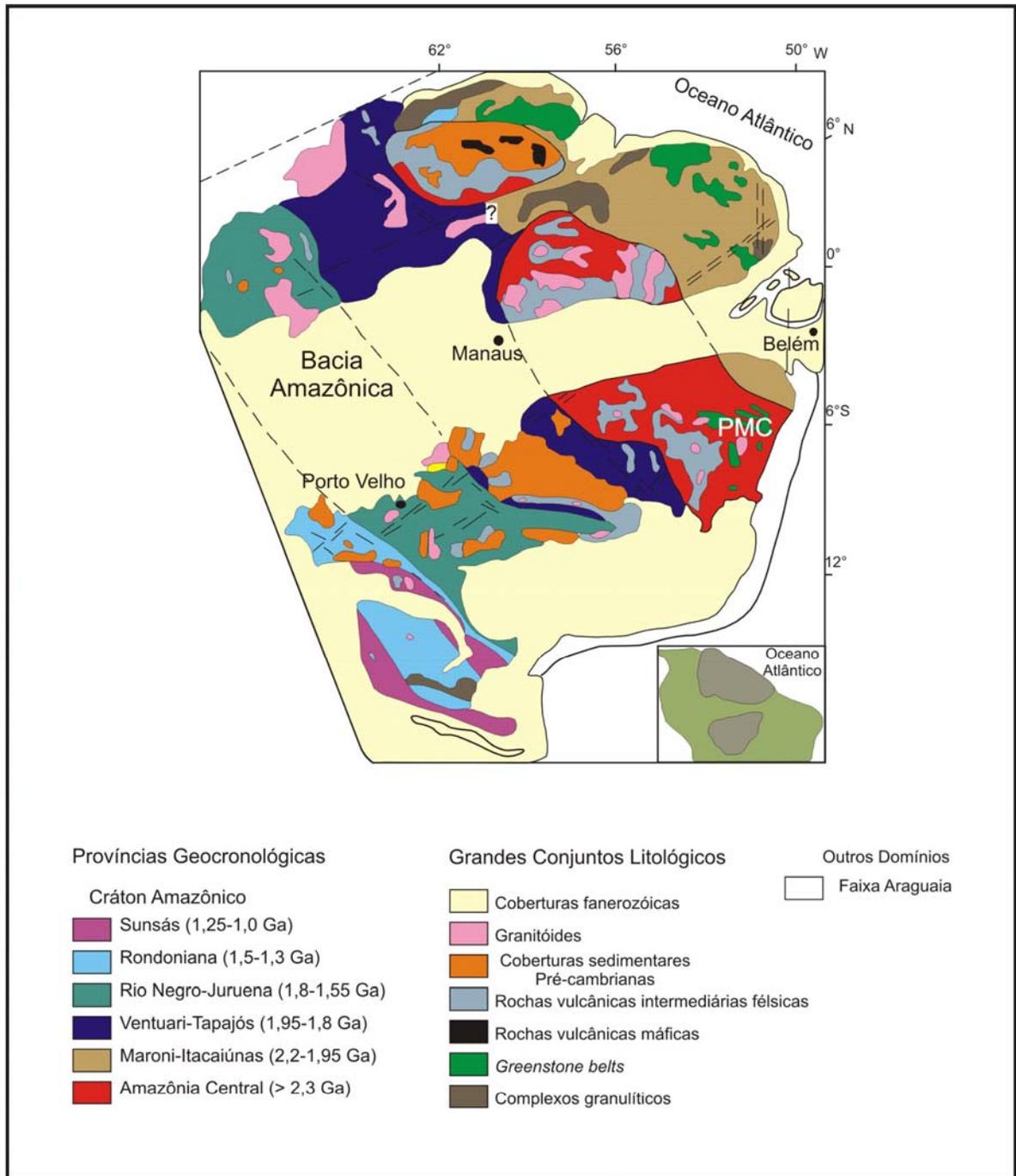


Figura 2 - Províncias geocronológicas do Cratón Amazônico segundo Tassinari & Macambira (1999), com localização da Província Mineral de Carajás (PMC).

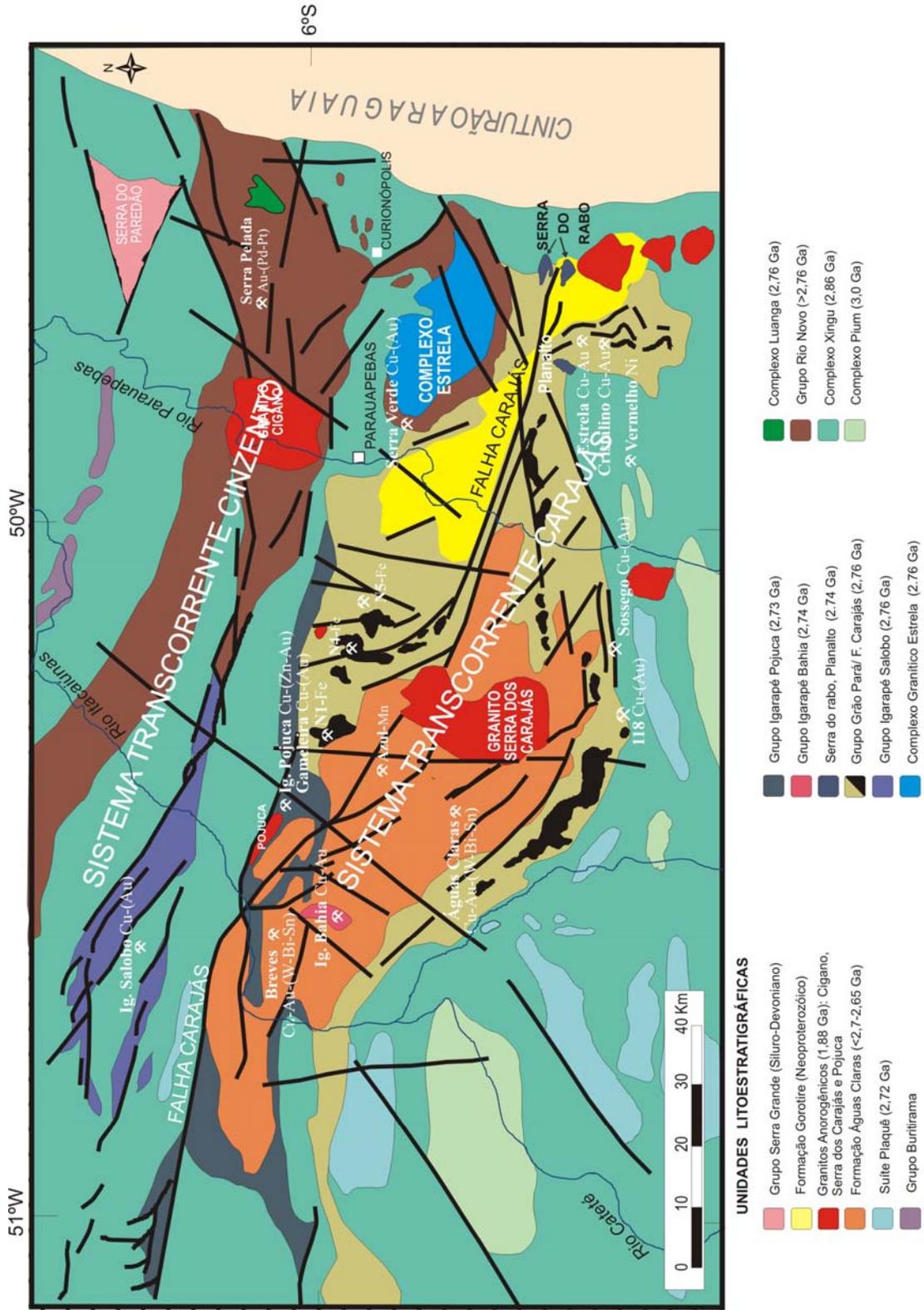


Figura 3 - Mapa Geológico do Bloco Norte da PMC (Pinheiro, 1997, modificado) e localização dos principais depósitos minerais.

O embasamento do BC é representado pelos complexos Pium e Xingu. O Complexo Pium (Silva *et al.* 1974) consiste em rochas granulíticas, de composição tonalítica a granodiorítica resultantes de retrabalhamento metamórfico de terrenos arqueanos. Esta unidade foi datada em 3050 Ma pelo método Pb-Pb em rocha total (Rodrigues *et al.* 1992) e em 3002 Ma pelo método U-Pb/SHRIMP (Pidgeon *et al.* 2000), ambas interpretadas como idade de cristalização dos protólitos ígneos. O Complexo Xingu é constituído por gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos, além de anfibolitos e migmatitos (Silva *et al.* 1974; Machado *et al.* 1988). Mapeamento de maior detalhe nos TGGRM (Althoff *et al.* 1991, 1995; Duarte *et al.* 1991; Duarte, 1992; Leite, 2001) permitiram individualizar vários corpos (Tonalito Arco Verde e Granito Mata Surrão, por ex.), antes incluídos no Complexo Xingu. Datação Pb-Pb em zircão de gnaisses deste complexo acusa uma idade de 2,97 Ga (Avelar *et al.* 1999).

No BC diversas seqüências metavulcanossedimentares estão reunidas no Supergrupo Itacaiúnas e compõem os grupos Grão Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama (Docegeo 1988). As unidades do Supergrupo Itacaiúnas mostram diferentes graus metamórficos, com rochas tendo alcançado a fácies anfibolito (grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca) e outras tendo sido no geral apenas hidrotermalizadas em condições compatíveis com a fácies xisto verde (grupos Grão Pará e Igarapé Bahia) (Medeiros Neto & Villas, 1985; Docegeo 1988; Althoff *et al.* 1994; Almada & Villas 1999; Tallarico *et al.* 2004). Os grupos Grão Pará e Buritirama estão mineralizados em Fe e Mn, respectivamente, enquanto os demais hospedam importantes depósitos de sulfetos de metais base e Au (Almada & Villas, 1999). Foram determinadas idades de 2761±3 Ma (Grupo Igarapé Salobo), 2759±2 Ma (Grupo Grão Pará), e 2732±3 Ma (Grupo Igarapé Pojuca), todas segundo a sistemática U-Pb em zircão (Machado *et al.*, 1991) e ainda 2747±2 Ma (Grupo Igarapé Bahia), com base no método Pb-Pb em zircão (Galarza & Macambira, 2002).

O Grupo Rio Novo ocorre ao norte das cidades de Curionópolis e Parauapebas, constituindo uma ampla faixa que se estende na direção geral WNW-ESE e vem sendo considerado um *greenstone belt* mais jovem do que os encontrados nos TGGRM. Ainda sem datação e com relações espaciais ainda não definidas com o Supergrupo Itacaiúnas, o que se sabe ao certo é que ele é cortado pelos complexos granítico

Estrela e máfico-ultramáfico Luanga, ambos com idade de 2,76 Ga (Machado *et al.* 1991; Barros *et al.* 2001). Este grupo é formado por formações ferríferas do tipo silicático, rochas basálticas de afinidade toleítica e komatiitos vulcânicos a subvulcânicos (Araújo *et al.* 1988).

Grande parte da PMC é recoberta por uma seqüência siliciclástica conhecida como Grupo Rio Fresco (Cunha *et al.* 1984) ou Formação Águas Claras (Araújo *et al.* 1988), que Nogueira *et al.* (1995), na bacia de Carajás, caracterizaram como um pacote de rochas sedimentares terrígenas e marinhas, pouco metamorfisadas, dominadas por quartzo-arenitos e pelitos. A idade mínima para esta formação, determinada pelo método U-Pb em zircão vulcânico sindeposicional, é de 2681 ± 5 Ma (Trendall *et al.* 1998).

Várias intrusões granitóides arqueanas ocorrem no BC, a exemplo dos corpos Estrela, Planalto, Cristalino, Plaqué, Velho Salobo e Itacaiúnas com idades variando entre 2,76 e 2,56 Ga (Machado *et al.* 1991; Souza *et al.* 1996; Avelar *et al.* 1999; Huhn *et al.* 1999; Barros *et al.*, 2001). O Complexo Granítico Estrela tem composição predominantemente monzogranítica, afinidade alcalina e similaridades geoquímicas com os granitos tipo A (Barros *et al.* 1997). A Suíte Plaqué, de idade 2,73 Ga (Pb-Pb em zircão/Avelar *et al.* 1999), é formada por corpos graníticos deformados, alongados e lenticulares de direção E-W. Os granitos Velho Salobo e Itacaiúnas, representantes do magmatismo subcalino ocorrido no final do Arqueano em Carajás, foram datados, respectivamente, em 2573 ± 2 Ma (U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991) e 2560 ± 37 Ma (Pb-Pb em zircão, Souza *et al.*, 1996).

A Formação Gorotire, que aflora na Serra do Rabo, é formada por arenitos arcossianos imaturos e conglomerados polimíticos (Lima, 2002), enquanto que o Grupo Serra Grande, do Siluriano-Devoniano da Bacia do Parnaíba, é formado por conglomerado com intercalação de arenitos.

Durante o Paleoproterozóico, registra-se o alojamento de muitos *stocks* e batólitos graníticos alcalinos e subcalinos anorogênicos na PMC com características química e tectônica de granitos tipo A (Dall'Agnol *et al.* 1994), alguns mineralizados com estanho ou tungstênio. Dentre eles citam-se as intrusões Musa ($1883 \pm 5/-2$ Ma), Cigano (1883 ± 2 Ma), Serra dos Carajás (1880 ± 2 Ma), Pojuca (1874 ± 2 Ma), todos datados pela

sistemática U-Pb em zircão (Machado *et al.*, 1991), e o granito Velho Guilherme com idade Pb-Pb em rocha total de 1873 ± 13 Ma (Rodrigues *et al.* 1992).

A província foi também afetada por eventos magmáticos máficos como as intrusões de Borrachudo (rico em Fe-Ti-P), Gabro Santa Inês e rochas gabróicas do Complexo Lago Grande (Villas & Santos 2001), sendo que nenhum foi até hoje datado.

2.2 CONTEXTO TECTÔNICO

O BC está situado na borda leste do escudo Brasil-Central, limitado ao norte por rochas sedimentares da Bacia do Amazonas e a leste pelo Cinturão Araguaia (Alvarenga *et al.* 2000), e é tectonicamente caracterizado pelos sistemas transcorrentes Cinzento e Carajás. O primeiro consiste de um feixe de falhas curvas e anastomóticas, com direção WNW-ESE, enquanto o segundo, situado mais ao sul, é marcado pela estrutura sigmoidal de Carajás (Pinheiro, 1997), a qual é atravessada longitudinalmente pela Falha Carajás, que tem direção geral WNW-ESE. Esta falha é composta por feixes de traços descontínuos, curvos e anastomóticos, e representa a estrutura mais proeminente do sistema Transcorrente Carajás.

Segundo Pinheiro & Holdsworth (2000), o quadro estrutural pode ser dividido em: (a) assembléia do embasamento (Complexos Xingu e Pium) e seqüência vulcanossedimentar (Grupo Igarapé Salobo), que foram afetadas por transpressão sinistral, com a deformação produzindo sistemas de transcorrências dúcteis e zonas de cisalhamento (Zona de Cisalhamento Itacaiúnas-ZCI) dominadas por cavalgamentos oblíquos; e (b) assembléia de cobertura, representada por rochas vulcânicas e sedimentares em discordância sobre as rochas do embasamento. Durante a formação da assembléia do embasamento, desenvolveu-se uma foliação milonítica E-W subvertical, sob transpressão sinistral. Pelo menos três eventos, arqueanos a proterozóicos, de reativação transcorrente rúptil-dúctil, ocorreram após o desenvolvimento da ZCI, e há evidências também de reativações tardias de menor intensidade durante o Fanerozóico. A trama milonítica da ZCI controlou a orientação dos lineamentos Carajás e Cinzento, nos quais essas falhas atuaram como zonas de

fraqueza e os processos de fraturamento causaram o aumento na permeabilidade das rochas produzindo circulação de fluidos, alguns responsáveis por depósitos de Cu e Au, dentre outros (Pinheiro & Holdsworth, 2000).

Barros & Barbey (2000) sugerem que a porção norte da PMC corresponde a um cinturão plutono-metamórfico e não a um cinturão de cisalhamento, uma vez que vários autores (Lindenmayer, 1990; Barros, 1991; Machado *et al.* 1991) têm mostrado que muitas das rochas, anteriormente consideradas como gnaisses do embasamento são, na verdade, granitos alcalinos sintectônicos do Arqueano (Velho Salobo, Estrela) alojados em seqüências metavulcanossedimentares, e o metamorfismo de baixa P e alta T dessas seqüências (Lindenmayer, 1990) seria relacionado a granitos alcalinos arqueanos (Winter, 1994; Barros, 1997). Sugerem ainda que as contradições entre a deformação coaxial dos granitos e zonas de cisalhamento das seqüências vulcanossedimentares refletem heterogeneidade local e mudanças reológicas do segmento crustal junto com o efeito termal induzido pelos granitos. Mas isso precisa ser melhor analisado, com mais dados geológicos, geocronológicos e estruturais.

3 GEOLOGIA DO DEPÓSITO DO SOSSEGO

O depósito cupro-aurífero do Sossego localiza-se na zona de contato entre rochas granitóides, que vinham sendo tradicionalmente mapeadas como embasamento (Complexo Xingu), e o Grupo Grão Pará. Vários desses granitóides mapeados na região de Canaã de Carajás revelam idades entre 2765 ± 39 e 2734 ± 4 Ma (Tab. 1). Sujeita a um regime estrutural rúptil, aquela zona sofreu intenso fraturamento, alojamento de corpos félsicos e máficos, formação de brechas e, em conseqüência, intensa circulação de fluidos hidrotermais. Neste corredor estrutural, também ocorrem os depósitos congêneres do 118 e Cristalino (Fig. 3).

Tabela 1 – Dados geocronológicos de rochas que ocorrem nas cercanias do depósito do Sossego.

ROCHA	LOCAL	MÉTODO	IDADE (Ma)	FONTE
Bt-horn granito	Canaã de Carajás	Pb-Pb (Zr)	2734 ± 4	1
Tonalito-trondhj.	“	Pb-Pb (Zr)	2750 ± 3	1
Tonalito-trondhj.	“	U-Pb (Zr)	2765 ± 39	1
Granito Planalto	Serra do Rabo	Pb-Pb (Zr)	2747 ± 2	2
Tonalito	Dep. 118	SHRIMP (Zr)	2743 ± 3	3
Riolito (dique)	“	SHRIMP (Zr)	2654 ± 9	3
Dacito (dique)	“	SHRIMP (Zr)	2645 ± 9	3

Fonte: 1. Sadinha *et al.* 2004; 2. Huhn *et al.* 1999; 3. Tallarico 2003; (Zr = zircão)

Na área do depósito do Sossego são registrados vários tipos litológicos (Fig. 4), dentre eles metabasaltos, granitóides, gabros, rochas metavulcânicas félsicas, magnetitos, actinolitos e brechas, além de rochas ricas em biotita, todos cortados por diques félsicos e máficos, estes últimos de orientação principal WNW-ESE (Fig. 5).

De acordo com Morais & Alkmim (2005), as rochas encaixantes do minério são granitóides e vulcânicas ácidas que experimentaram intensidades variáveis de deformação durante o desenvolvimento do Cinturão Sul da Província Mineral de Carajás.

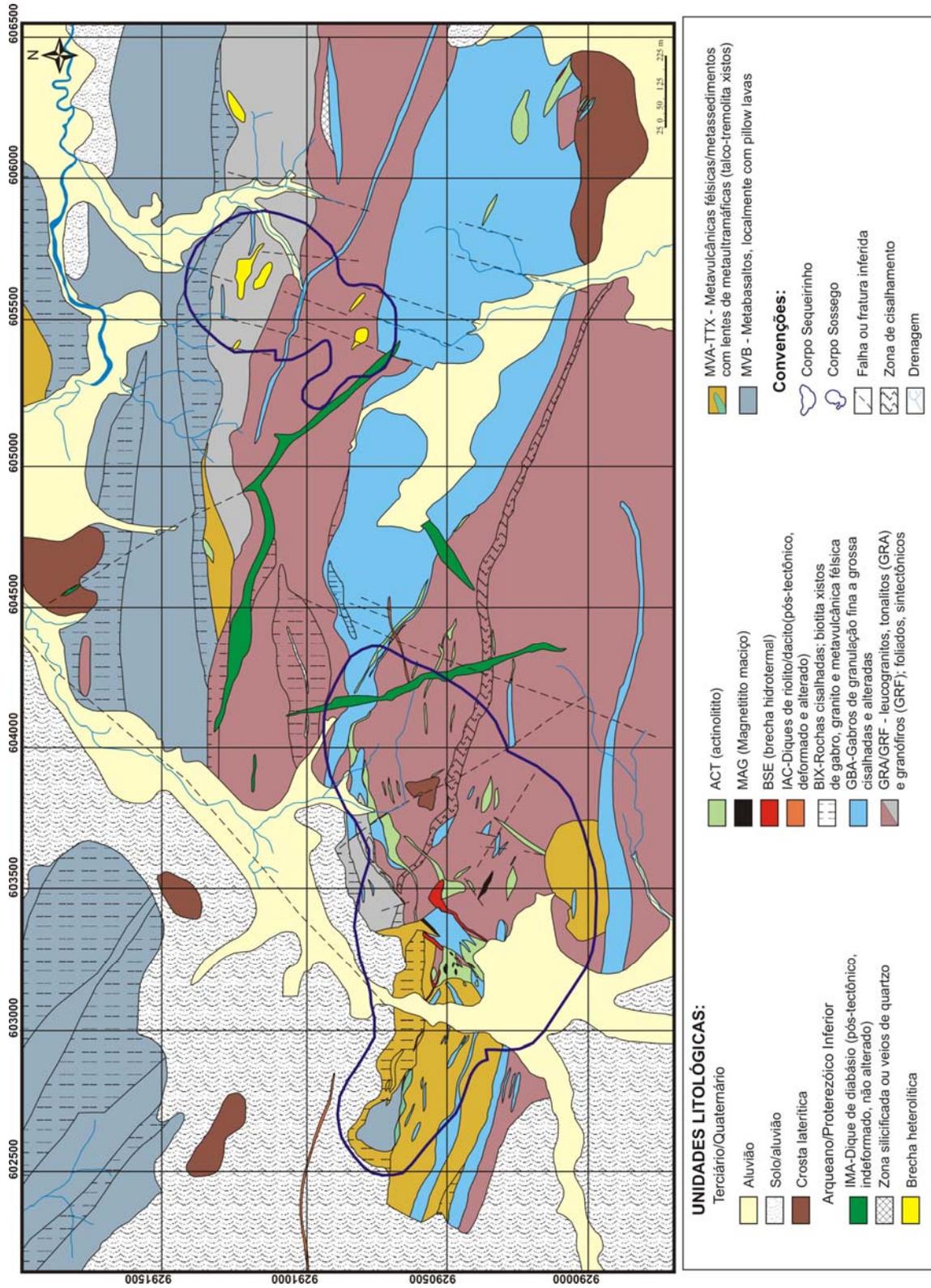


Figura 4 - Mapa Geológico do depósito do Sossogo, identificando os dois corpos principais (Sequeirinho e Sossogo) Carajás (Fonte: CVRD)



Figura 5 – Fotografia de frente de lavra de dique de rocha máfica de direção WNW-ESE cortando rocha granitóide, corpo Sequeirinho.

Os corpos Sequeirinho e Sossego estão ligados pela faixa mineralizada Curral e as rochas hospedeiras encontram-se verticalizadas (Fig. 6). O minério ocorre próximo a zonas de falha, estando associado, no corpo Sossego, a granófiros e, no corpo Sequeirinho, situado no contato entre rochas ricas em biotita e máficas.

Segundo Villas *et al.* (2005), os granitóides e as rochas máficas estão invariavelmente alterados e mostram diferentes graus de deformação, sendo que nos primeiros identificaram-se variedades isótropas a milonitizadas compostas por albita, quartzo, feldspato alcalino, clorita e epidoto, enquanto epidoto, clorita, albita, escapolita, Cl-K-Fe-hastingsita e actinolita foram reconhecidos como principais constituintes das rochas máficas. A actinolita é tão abundante em algumas variedades que produz actinolitos. As rochas ricas em biotita são foliadas e recristalizadas, e nelas o grau de deformação também é variado, havendo amostras fortemente milonitizadas.

Os corpos de minério têm forma alongada e se localizam, em geral, ao longo do contato de granitóides porfíricos com actinolitos, magnetitos e metaexalitos (Villas *et al.* 2005). Consistem principalmente em calcopirita, que forma concentrações semimaciças a maciças, embora também ocorra em disseminações e vênulas, e de quantidades menores de siegenita, magnetita, F-apatita, clinocloro, quartzo e epidoto

(Neves *et al.* 2006). Segundo Monteiro *et al.* (submetido), a mineralização de sulfetos está associada parageneticamente com a assembléia tardia calcita-quartzo-epidoto-clorita.

Ferreira *et al.* (2006) observaram três eventos de metamorfismo. O primeiro é marcado por paragênese de fácies xisto-verde, de caráter estático atribuído a metamorfismo submarino. O segundo, de caráter termal, é marcado por transformações de fácies hornblenda hornfels, enquanto o último é de caráter dinâmico e de fácies anfíbolito.

A abertura da cava Sequeirinho permitiu observações sobre o controle da mineralização, que foi essencialmente litológico-estrutural, ou seja, exercido pelas rochas máficas e por um conjunto de zonas de cisalhamento de direção NE-SW com altos mergulhos para SE (Morais & Alkmim, 2005). Ainda segundo estes autores, a geometria do corpo Sequeirinho abarca uma estrutura tabular principal, de direção NE-SW e mergulho próximo da vertical, à qual se engastam ramificações também de alto mergulho e concordantes com a foliação regional (Fig 7).

Estudos de espectroscopia de reflectância (Carvalho *et al.* 2004) mostram que os corpos Sequeirinho e Sossego têm estilos distintos de mineralização e alteração hidrotermal associada. O corpo Sequeirinho apresenta uma zona externa de alteração hidrotermal no granito, constituída por actinolita-epidoto-clorita-albita, passando para uma zona de actinolita-magnetita±apatita, associada à brecha sulfetada, enquanto no corpo Sossego a clorita é o principal produto da alteração do granito-granófiro e as brechas e zonas de veios apresentam assinatura espectral de calcita-(apatita-actinolita-clorita-quartzo), além de halo rico em biotita-magnetita.

De acordo com Monteiro *et al.* (submetido), do ponto de vista estrutural, a porção inferior do depósito Sossego (corpos Pista, Sequeirinho e Baiano) tem experimentado alteração sódica regional e é caracterizada por alteração precoce sódico-calcica rica em epidoto e actinolita. Esta assembléia de alteração é cortada por alteração potássica (biotita e feldspato alcalino) que é mais bem desenvolvida na porção superior do depósito (corpos Sossego e Curral).

A figura 8 mostra como se distribuem as zonas de alteração hidrotermal no depósito do Sossego. Relações texturais indicam que a alteração sódica regional

ocorreu predominantemente sob regime estrutural dúctil, enquanto a mineralização e os estágios de alteração tardia se desenvolveram sob regime rúptil (Villas *et al.* 2005; Monteiro *et al.* submetido).

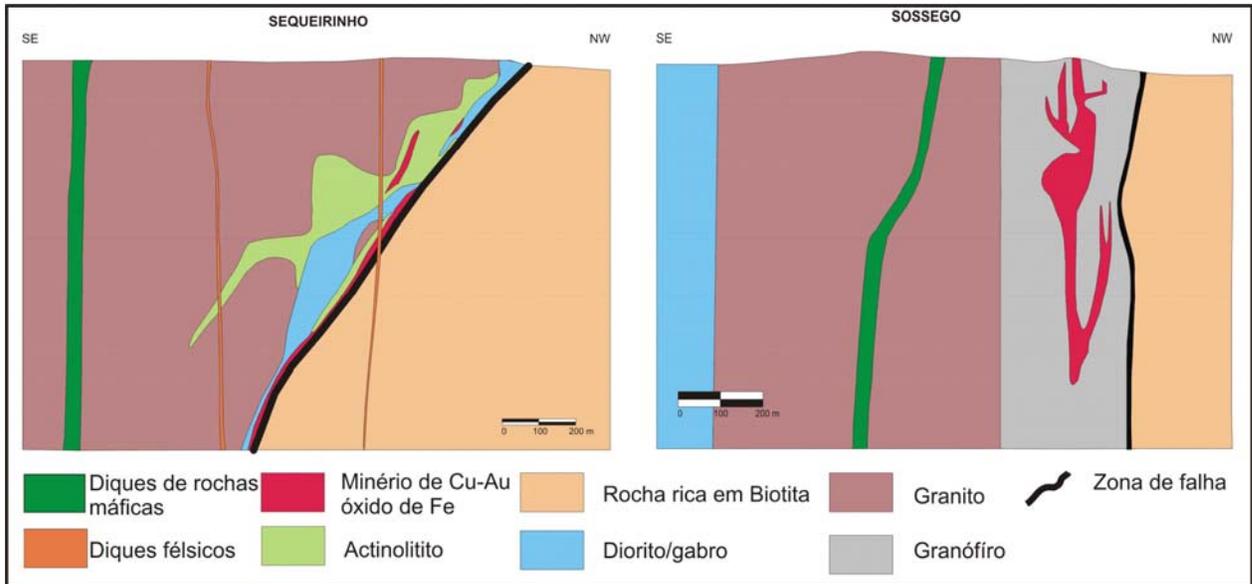


Figura 6 – Seções geológicas NW-SE dos corpos Sequeirinho e Sossego (Fonte: CVRD).

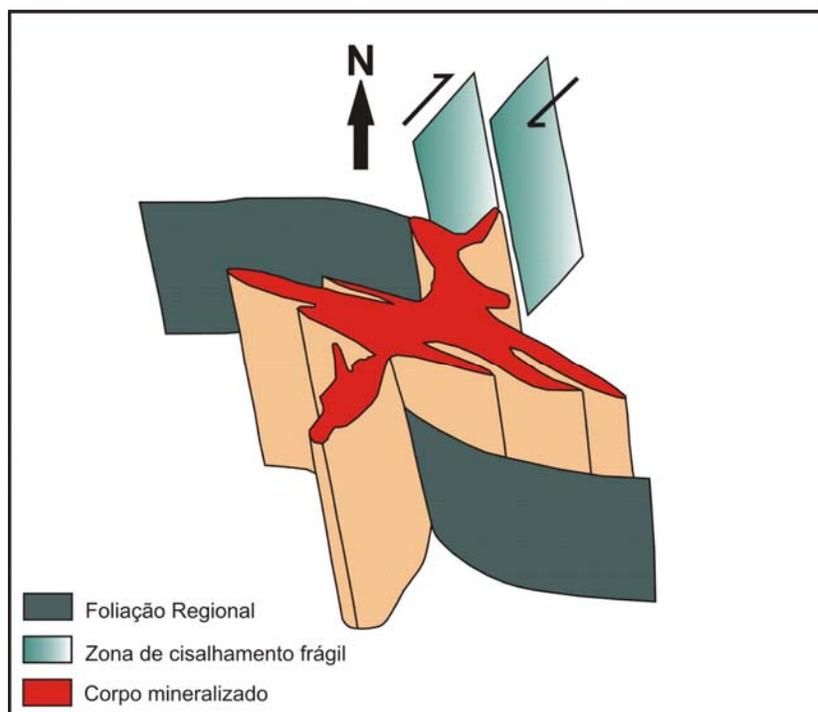


Figura 7 – Geometria espacial aproximada do minério do corpo Sequeirinho (Morais & Alkmim, 2005).

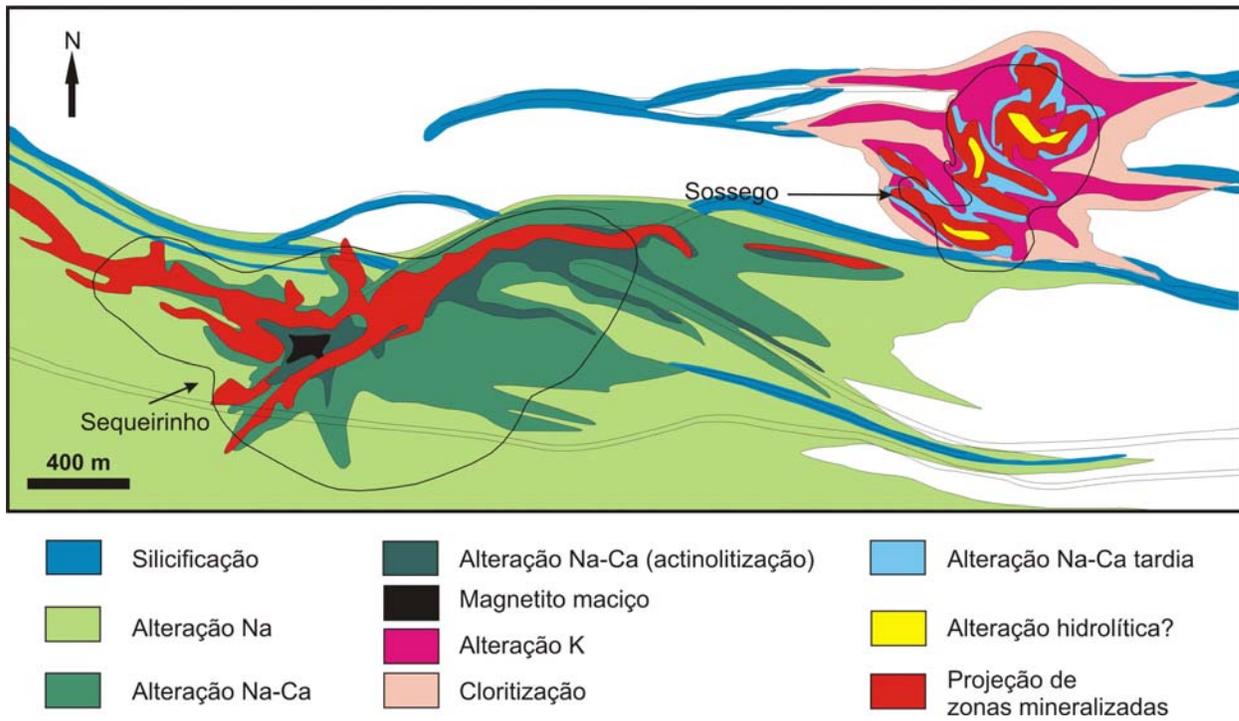


Figura 8 – Distribuição esquemática em planta das zonas de alteração hidrotermal do depósito do Sossego (Monteiro *et al.*, submetido).

3.1 PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO DEPÓSITO DO SOSSEGO

Os dados que são apresentados a seguir foram subsidiados por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e microssonda eletrônica, as quais foram cruciais para a correta identificação de alguns minerais.

3.1.1 Principais Tipos Litológicos

3.1.1.1 Granitóides

Essas rochas têm ampla ocorrência na área do depósito e são representadas por tipos granitóides (GRA) (Fig. 9) e porfíricos (MVA), de aspecto em geral maciço, ainda que localmente estejam bastante foliados e milonitizados. Via de regra, estão muito alteradas, em decorrência de que mostram coloração variada dependendo do (s) mineral (s) de alteração dominante (s).



Figura 9 – Fotografia de testemunho de sondagem de rocha granítica, fortemente albitizada e de coloração avermelhada. Amostra F-110/91,5m, corpo Sequeirinho.

Os GRA revelam, sob o microscópio, granulação fina a média, textura alotriomórfica e trama isótropa a levemente orientada. São constituídos de albita, quartzo, anfibólio, epidoto, clorita, calcita e feldspato potássico, tendo como minerais acessórios, titanita, alanita, zircão, Cl-apatita, magnetita, hematita e sulfetos.

Os cristais de albita são anédricos, inequigranulares, de formas irregulares, sendo comum ocorrerem como agregados. Alguns mostram maclamento polissintético fino e geminações da periclina e de Carlsbad, enquanto outros exibem a típica textura tabuleiro de xadrez (Fig. 10), resultante da transformação do feldspato alcalino em albita. Cristais maiores de Na-plagioclásio se encontram em meio a um material mais fino, microgranular, e a agregados de clorita e quartzo, este último em menor proporção. Esta porção mais fina é basicamente constituída de quartzo e albita, com predominância ora de um, ora de outro. Em algumas amostras, o material microgranular, rico em albita, é substituído por agregados de clorita (Fig. 11). Cristais de albita mostram comumente sinais de recristalização com palhetas de anfibólio neles inclusas, bem como faixas ricas em grãos finos de feldspato atravessando-os. Observe também que a calcita substitui localmente a albita. Dada a abundância de albita com textura em tabuleiro de xadrez, infere-se que o feldspato potássico foi o mineral primário dominante.

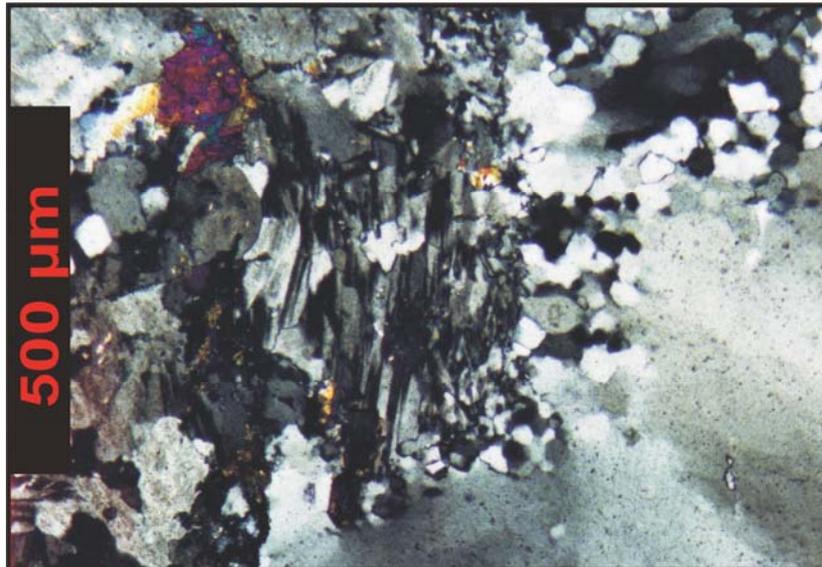


Figura 10 – Fotomicrografia de cristal de plagioclásio com textura tabuleiro de xadrez. Amostra F-51/70,3m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

Os cristais de quartzo variam de subédricos a anédricos e geralmente apresentam extinção ondulante e moderado a alto grau de recristalização, que é observada tanto nas bordas como no interior dos cristais, onde linhas de recristalização chegam a se cruzar. São poucos os grãos primários que foram preservados, mas, em

contraposição, são abundantes os grãos gerados por via hidrotermal, sobretudo os que ocorrem em agregados monominerálicos com textura em mosaico dispersos pela rocha. Exibem contatos suturados entre si e com cristais de feldspato. Alguns cristais possuem as bordas corroídas por clorita (Fig. 12), enquanto outros são substituídos por epidoto ou contêm inclusões de clorita e calcita. O quartzo está presente também em vênulas, as quais localmente cortam agregados de clorita (Fig. 13).

O anfibólio apresenta forma subédrica a anédrica e é representado pela actinolita e Cl-K-Fe-hastingsita, as quais se associam a raros grãos de feldspato potássico hidrotermal. Ocorrem esparsamente pela rocha, junto com o epidoto, porém são expressivos constituintes de vênulas. A relação temporal entre hastingsita e a actinolita nem sempre é clara, já que mostram intercrescimento, mas em outros tipos litológicos é evidente a formação posterior da actinolita.

A magnetita apresenta numerosas fraturas, geralmente preenchidas por clorita, e bordas localmente substituída por titanita. A hematita apresenta forma radial (Fig. 14), estando associada à clorita e albita.

Grãos subédricos a anédricos de alanita, alguns zonados, e cristais subedrais de zircão, titanita e apatita são as principais fases acessórias.

A composição mineralógica das vênulas é variada, sendo as mais comuns aquelas constituídas por: a) epidoto; b) epidoto + clorita; c) pirita + magnetita + calcopirita ± covelita; e d) epidoto + quartzo + calcopirita + pirita. Em outras vênulas, a actinolita é dominante, tendo desenvolvido grãos grossos, a que se juntaram epidoto, albita, titanita, magnetita > calcopirita.

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

Figuras dos Granitóides

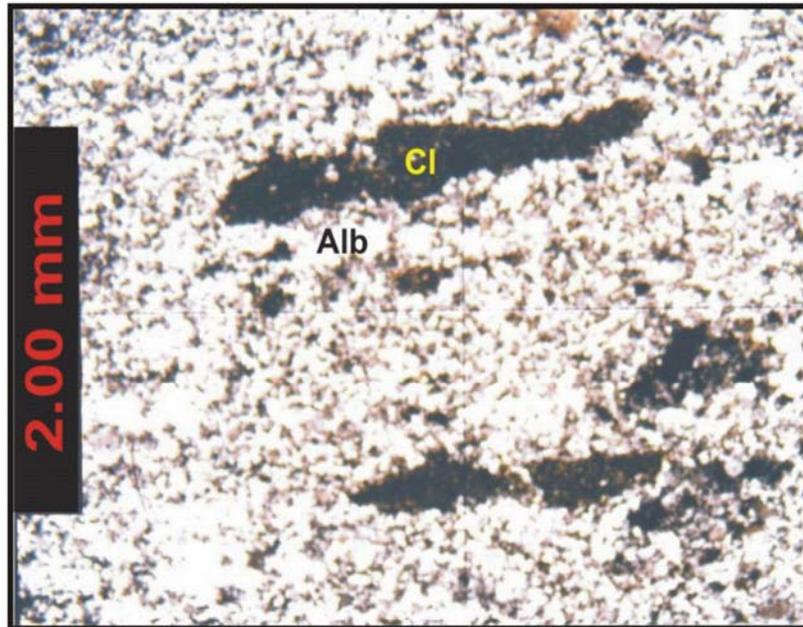


Figura 11 - Fotomicrografia de matriz albitica (Alb) substituída por agregado de clorita (Cl). Amostra da granitóide F-51/70,3m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

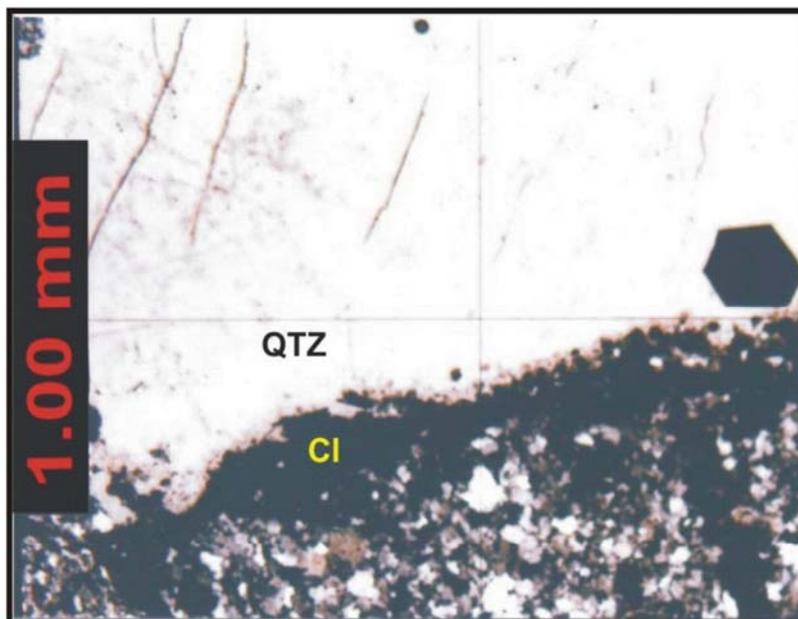


Figura 12 - Fotomicrografia de cristal de quartzo (QTZ) com borda corroída por finas palhetas de clorita (Cl). Amostra de granitóide F-33/130,05m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

Figuras dos Granitóides

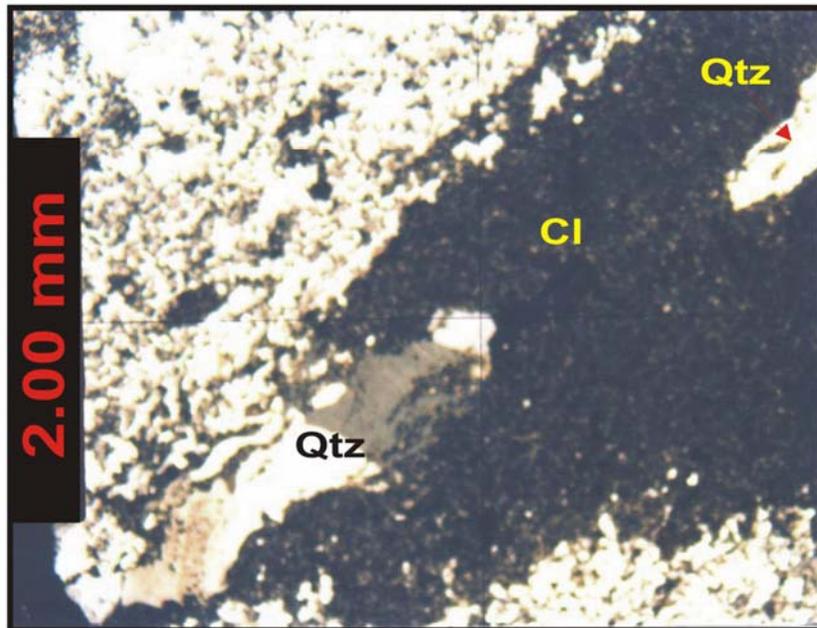


Figura 13 - Fotomicrografia de agregado de clorita (Cl) cortado por vênula de quartzo (Qtz) que evidencia o aporte intermitente de sílica ao sistema hidrotermal do Sossego. Amostra de granitóide F-33/130,05m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

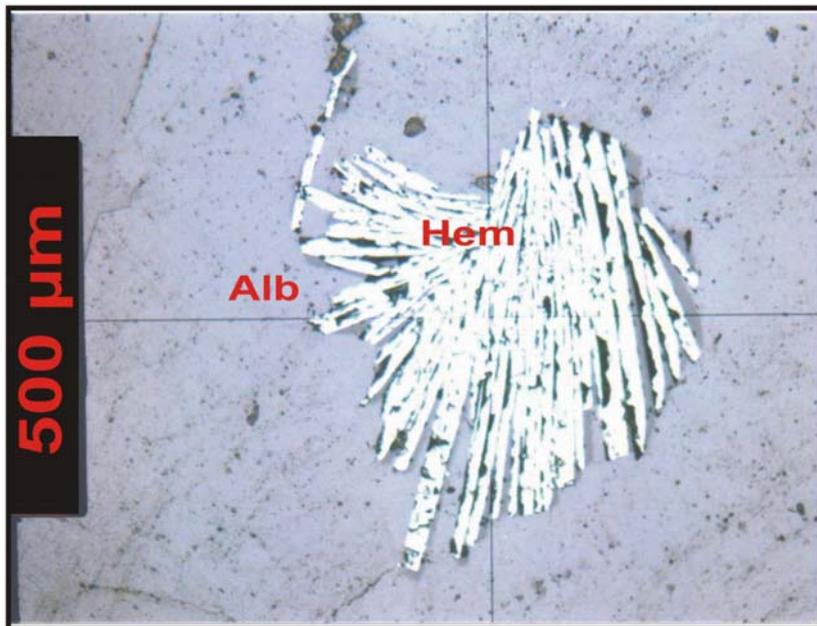


Figura 14 - Fotomicrografia de cristais radiais de hematita (Hem) em substituição à albita (Alb). Amostra de granitóide F-33/130,05m, Corpo Sequeirinho. (Luz refletida, nicóis //).

As variedades porfíricas (Fig. 15) mostram uma matriz fina a média, a qual sustenta alguns fenocristais de quartzo e plagioclásio. A matriz apresenta, via de regra, forte orientação (protomilonito) e é constituída de albita, epidoto, actinolita \pm magnetita, titanita (principal fase acessória) e calcopirita.



Figura 15 – Fotografia de testemunho de sondagem correspondendo à variedade porfírica dos granitóides. Amostra F-266/475,1m, corpo Sequeirinho.

O epidoto forma cristais isolados anédricos e agregados irregulares dispersos pela matriz, à semelhança da actinolita que, localmente, concentra-se em pequenos bolsões (partes de veio?), desenvolvendo cristais de dimensões bem mais expressivas. A albita ocorre em grãos finos anédricos, sem maclamentos. A clorita ocorre em pequenas quantidades e geralmente está associada à actinolita e/ou epidoto. A titanita é observada em raros e pequenos grãos anédricos, além de estar presente, junto com a albita, em vênulas que cortam os planos de foliação milonítica (Fig. 16).

Os fenocristais de quartzo mostram-se deformados, levemente alongados, com forte extinção ondulante e bordas bastante corroídas pela matriz; localmente, apresentam fraturas preenchidas pela mesma (Fig. 17). Igualmente corroídas são as bordas dos fenocristais de albita, alguns deles estando parcialmente substituídos por epidoto \pm actinolita, enquanto outros se acham recristalizados, parcial ou totalmente, formando um mosaico microcristalino.

Localmente, a rocha apresenta grande densidade de vênulas que contêm epidoto. Os veios e vênulas se entrelaçam, alguns com traços sinuosos que se projetam

e chegam a incorporar material da parede encaixante. Distinguem-se veios 1) monominerálicos de epidoto (Fig. 18), alguns descontínuos e 2) de epidoto + feldspato potássico + albita + apatita + sulfetos (calcopirita e pirita) + actinolita + clorita + titanita (Fig. 19). Aparentemente, os veios de epidoto foram formados primeiro e reabertos em seguida, permitindo a entrada de fluidos que precipitaram, nas partes mais centrais, feldspato potássico >> albita (há evidências desta substituindo o epidoto) e os demais minerais. O feldspato potássico claramente substituiu o epidoto o qual, normalmente, delinea as paredes do veio (Fig. 19). Embora menos evidente, os sulfetos também substituem o epidoto. Fraturas independentes, mas interligadas às anteriores, abrigam veios dominados por feldspato potássico, e por clorita + sulfetos + albita. As vênulas sinuosas e anastomosadas são praticamente constituídas de epidoto fino e cortam localmente os veios monominerálicos. Uma leve carbonatação está presente e atingiu os cristais tardios de feldspato potássico.

Os protólitos mais prováveis para essas rochas foram quartzodioritos e subordinadamente monzodiorito e dioritos.

Nas duas variedades de rochas granitóides, albitização (dois estágios), silicificação, epidotização e cloritização foram os processos hidrotermais mais atuantes.

Figuras dos MVA

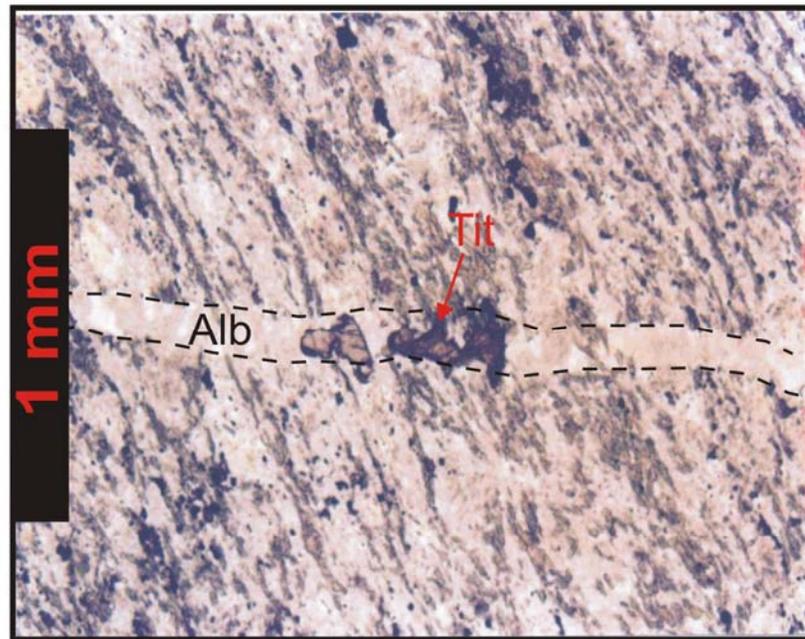


Figura 16 - Fotomicrografia de vênula de albita (Alb)+titanita (Tit) cortando os planos de foliação em granitóide porfirítico deformado. Amostra F-37/391m, Corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).



Figura 17 - Fotomicrografia de fenocristal de quartzo (Qtz) levemente estirado, com bordas corroídas e fratura preenchida por material da matriz (Mtz). Amostra de granitóide porfirítico. Amostra F-37/391m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

Figuras dos MVA



Figura 18 - Fotomicrografia de vênula monominerálica de epidoto cortando granitóide porfirítico. Amostra F-352/63,5m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

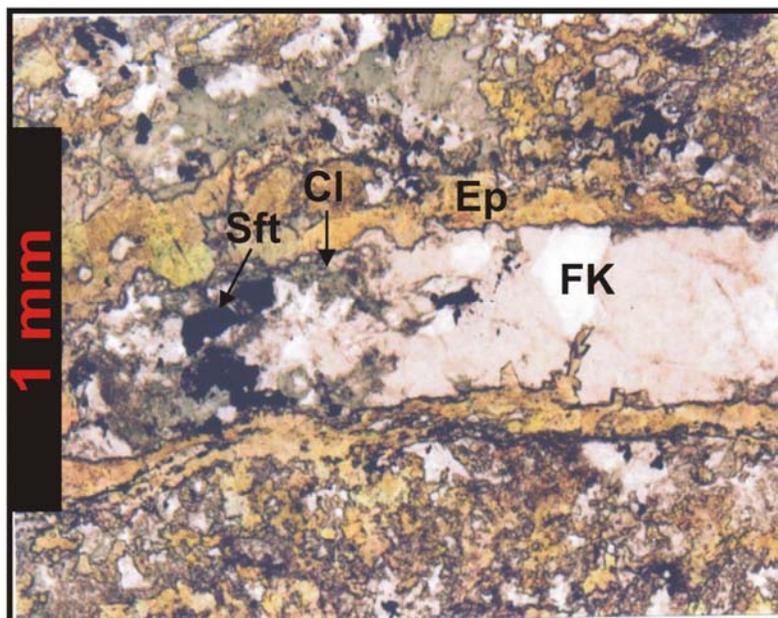


Figura 19 - Fotomicrografia de vênula de feldspato potássico (FK) bordejada por epidoto (Ep) e contendo calcopirita e pirita (Sft) e clorita (Cl) em granitóide porfirítico. Amostra F-352/63,5m, Corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).

3.1.1.2 Rochas Máficas

Este grupo de rocha é representado por diabásios-gabros (GBA) e actinolitos (ACT). As amostras de GBA menos alteradas apresentam cor cinza esverdeada granulação fina a média (Fig. 20). As variedades mais alteradas são inequigranulares e possuem textura granoblástica. São constituídas de escapolita, albita, actinolita, Cl-K-Fe-hastingsita, epidoto, feldspato potássico, clorita e, em menor quantidade, quartzo, titanita, biotita (finamente granulada) e Cr-magnetita, além de poucos grãos disseminados de calcopirita e pirita.



Figura 20 – Fotografia de testemunho de furo de sondagem de gabro pouco alterado. (Furo F-204 – corpo Sequeirinho).

A escapolita, que em grande parte deve ter substituído cristais primários de plagioclásio, tem forma subédrica a anédrica, apresenta bordas corroídas e exhibe inclusões de quartzo, Cl-K-Fe-hastingsita-actinolita e biotita (Fig. 21 a e b). Dados químicos fornecem razões de Na/Ca em torno de 3, permitindo classificá-la de marialita com teor médio de Cl de 3,64%. As relações temporais entre a escapolita e a actinolita são ambíguas, pois a primeira engloba inclusões do anfibólio e é localmente por ele substituída.

A albita ocorre em agregados, tipicamente secundários, e também em microcristais (recristalização?). Poucos cristais não alterados preservam maclas polissintéticas e periclina, enquanto outros mostram geminação Carlsbad.

A Cl-K-Fe-hastingsita, com teores médios de Fe, K e Cl de respectivamente 2,84%, 0,28% e 2,77%, se acha comumente substituída pela actinolita. Esses anfibólios

apresentam formas anédricas e definem os planos de foliação quando estes existem. Grãos de feldspato potássico contêm inúmeras acículas de actinolita orientadas segundo a dimensão maior (longitudinal) dos cristais hospedeiros.

O epidoto, via de regra, ocorre em finos cristais, porém são observados também poucos cristais maiores, e comumente estão associados a finas palhetas de clorita, e esta substitui parcialmente o quartzo. Cristais deste último são raros nas rochas, e mostram formas anédricas e bastantes irregulares. Também são raros cristais de titanita, que se mostram estirados e orientados acompanhando planos de foliação da rocha.

Os cristais de magnetita têm formas geralmente anedrais e comumente exibem lamelas de exsolução de ilmenita. Estão corroídos (epidoto e escapolita) e mostram microfraturas preenchidas parcialmente por clorita \pm biotita \pm titanita (Fig. 22).

São observadas vênulas de: a) epidoto + feldspato potássico b) albita \pm magnetita (Fig 23); c) albita e feldspato potássio; e d) magnetita + feldspato potássico + epidoto + quartzo + clorita.

Os principais processos de alteração hidrotermal reconhecidos nessas rochas são escapolitização, anfibolitização e albitização.

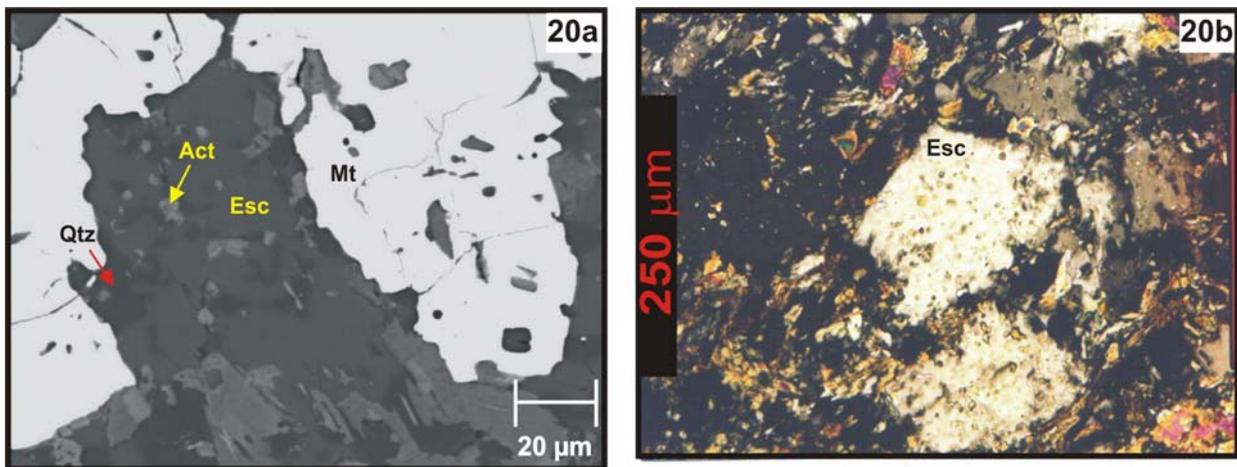


Figura 21 – A) Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de escapolita (Esc) substituindo magnetita (Mt) e contendo inclusões de actinolita (Act) e quartzo (Qtz); B) Fotomicrografia de cristal subédrico de escapolita (Esc) substituído parcialmente por uma massa de actinolita+clorita. Amostra F-37/600m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida e nicóis X).

Figuras das Rochas Máficas

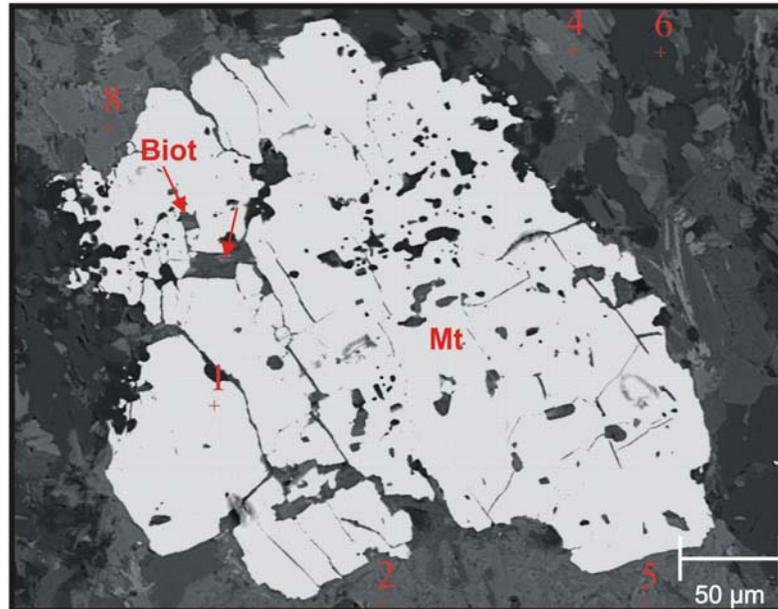


Figura 22 - Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de cristal de magnetita (Mt) com fraturas preenchidas por clorita (Cl) e biotita (Biot). Amostra F-352/44,6m, corpo Sequeirinho.

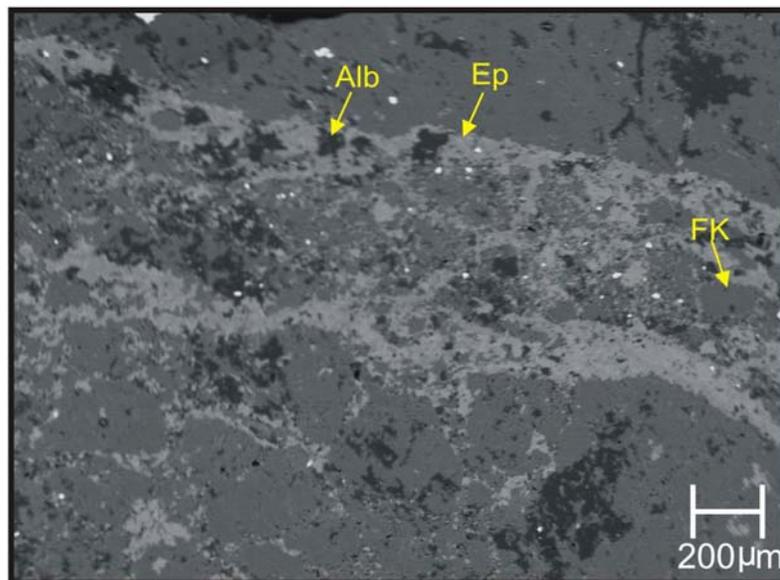


Figura 23 - Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de vênula composta de epidoto (Ep), albita (Alb) e feldspato alcalino (FK) que corta rocha gabróica. Amostra F-352/44,6m, corpo Sequeirinho.

Os ACT representam um caso mais extremo da alteração hidrotermal das rochas máficas, em que grande parte dos minerais preexistentes foi transformada em actinolita (Fig. 24). Essas rochas apresentam granulação média e trama isótropa, sendo constituídas também por albita e quartzo, e por quantidades menores de titanita, epidoto, magnetita e calcopirita. Localmente, exibem aspecto brechóide.

A actinolita forma cristais milimétricos a centimétricos (este mais raro), que variam de subédricos a anédricos, porém também se apresenta em grãos mais finos (recristalização?), formando concentrações maciças. Alguns cristais apresentam leve extinção ondulante.

A albita, de formas anédricas, constitui pequenos agregados de cristais em geral límpidos e com bordas corroídas. Ocorrem também grãos de quartzo, na maioria corroídos e fraturados. Os grãos de magnetita mostram tamanhos variados e formas irregulares, alguns com lamelas de ilmenita exsolvidas, sendo, via de regra, substituídos pela actinolita (Fig.25).

As vênulas presentes são de quartzo, quartzo+epidoto e quartzo+magnetita (Fig. 26). Ocorrem também vênulas constituídas por epidoto finamente granulado que cortam as vênulas com quartzo, bem como os agregados de albita. Porções de actinolita das paredes estão incorporadas às vênulas de quartzo (Fig. 27).

De acordo com dados petrográficos, os protólitos mais prováveis para as rochas máficas são diabásios/gabros, sendo que para os ACT, essas rochas forma submetidas a intenso hidrotermalismo.



Figura 24 - Fotomicrografia de actinolito típico, isótropo e formado essencialmente por cristais de actinolita de tamanhos variados. Amostra F-352/ 93,8m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

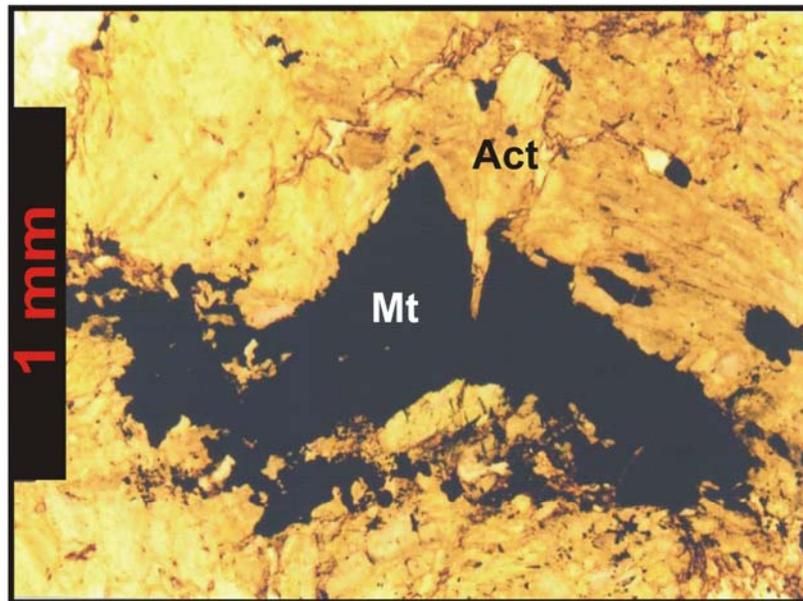


Figura 25 - Fotomicrografia de cristal de magnetita (Mt) parcialmente substituído por actinolita (Act). Amostra de actinolito F-352/ 93,8m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).

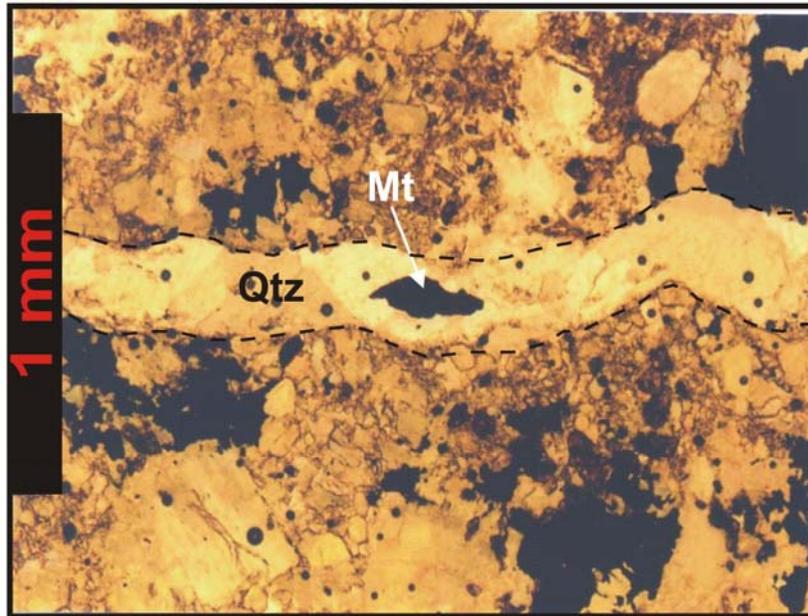


Figura 26 - Fotomicrografia de vênula de quartzo (Qtz)+ magnetita (Mt) cortando rocha máfica. Amostra F-352/106,4m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).

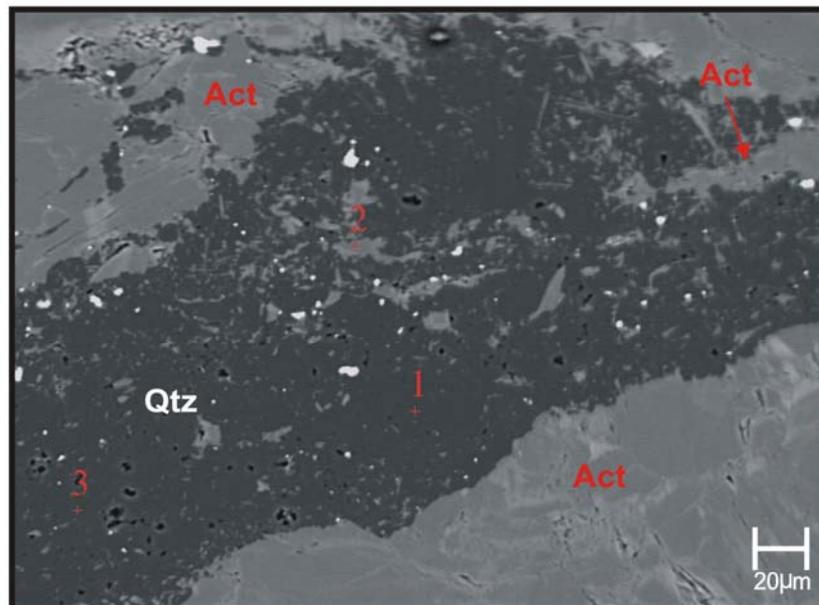


Figura 27 - Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de vênula de quartzo (Qtz) que, ao se alojar, incorporou grãos de actinolita (Act) da rocha hospedeira (actinolítico). Amostra F-352/93,8m, corpo Sequeirinho.

3.1.1.3 Rochas rica em biotita (BIX)

As rochas ricas em biotita são de dois tipos: 1) levemente orientados (Fig. 28), com foliação muito incipiente, e; 2) fortemente orientados (Fig. 29), com acentuada textura milonítica, em que banda (milimétricas a centimétricas) claras se alternam com bandas escuras.



Figura 28 – Fotografia de testemunho de furo de sondagem de rocha rica em biotita levemente orientada. (Furo F-352/226,08m – corpo Sequeirinho).

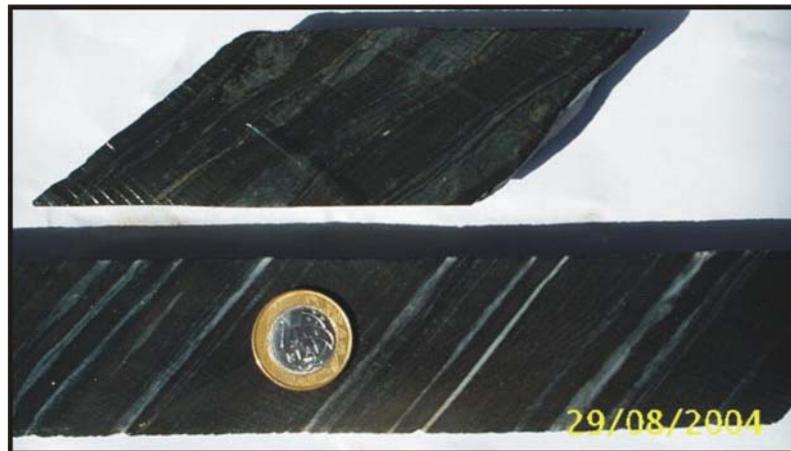


Figura 29 – Fotografia de amostra de testemunho de furo de sondagem de rocha rica em biotita fortemente orientada. (Furo F-221 – corpo Pista).

O primeiro tipo (Fig. 30) apresenta textura granoblástica e granulação fina a média. Localmente mostra-se milonitizado com acentuada cominuição dos grãos, que se distribuem em arranjo caótico, insinuando um fluxo desordenado (Fig. 31). É constituído por biotita, Cl-K-Fe-hastingsita, quartzo, escapolita, albita, além de quantidades menores de feldspato potássico, magnetita, calcopirita, ilmenita e titanita. Estes minerais são de origem metamórfico-hidrotermal, à exceção talvez de algum quartzo e magnetita.



Figura 30 - Fotomicrografia de rocha rica em biotita pouco a levemente deformada. Amostra F-352/266,08m, corpo Sequeirinho) (luz transmitida/ nicóis X).

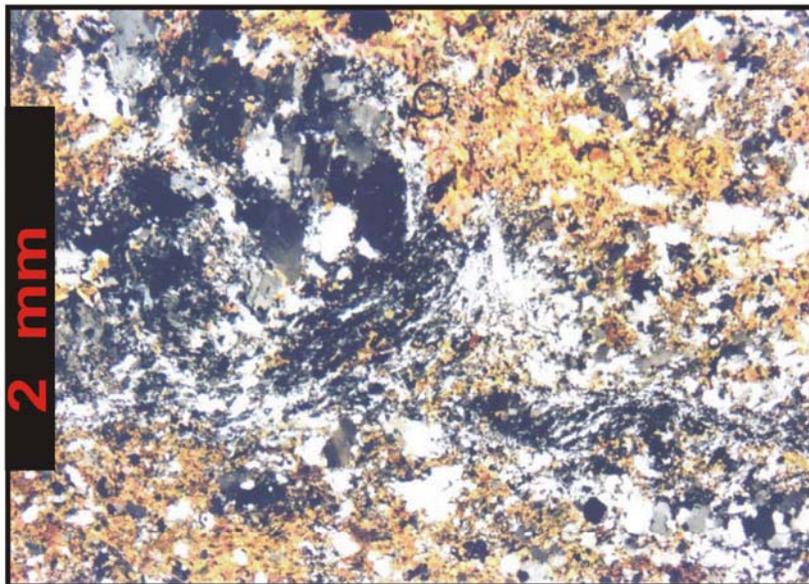


Figura 31 - Fotomicrografia de rocha rica em biotita em que a distribuição caótica dos constituintes minerais produziu um fluxo desordenado como resultado da milonitização. Amostra F-352/266,08m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

A biotita apresenta-se principalmente em agregados de finas palhetas subédricas que se concentram em faixas descontínuas intimamente associadas ao anfibólio (Fig. 32), mas sem obedecerem a nenhuma direção preferencial. Finas palhetas de biotita e finos grãos anédricos de anfibólio estão comumente inclusos em minerais félsicos, principalmente em quartzo e escapolita, em típica textura poiquiloblástica (Fig. 33).

A Cl-K-Fe-hastingsita ($K = 1\%$; $Cl = 6,5\%$ -MEV) também ocorre em agregados de finos cristais. Vários cristais acham-se bordejados por actinolita, em clara feição de substituição (Fig. 34).

O quartzo apresenta-se em cristais com formas e tamanhos variados, alguns formando mosaicos poligonais. Há grãos repletos de inclusões sólidas, enquanto outros formam conjuntos policristalinos com moderada extinção ondulante. Ainda outros (raros) parecem grãos reliquiares, têm forma subarredondada e acham-se localmente invaginados por material micáceo ou substituídos por escapolita.

A escapolita ($Na/Ca = 2-2,5$ -MEV) acompanha normalmente o quartzo mais límpido e forma cristais anédricos a subédricos, também de dimensões variadas.

Dois gerações de plagioclásio foram distinguidas. Uma, muito provavelmente mais antiga, é representada pelos cristais maiores (até 0,6 mm), com formas muito irregulares e maclamento polissintético bem definido, e encontra-se parcialmente substituída por biotita + anfibólio. A outra é representada por cristais menores de albita com maclas mais largas e descontínuas, as quais lembram a textura tabuleiro de xadrez.

Via de regra, a calcopirita ocorre em meio à biotita formando pequenos agregados. Com a Cl-K-Fe-hastingsita, observa-se que é comum a calcopirita mostrar contatos retos.

A magnetita não é abundante e está geralmente associada aos anfibólios e à biotita com a qual mostra contatos sem sinais de reação. Esta magnetita, possivelmente primária, apresenta muito comumente lamelas de exsolução de ilmenita.

Faixas muito irregulares, semelhantes a vênulas e compostas de quartzo > escapolita, acompanham a leve foliação da rocha e parecem ter incorporado biotita e anfibólio preexistentes.

O segundo tipo é caracterizado por rochas intensamente deformadas, de textura porfiroblástica, em que cristais estirados de quartzo e escapolita destacam-se em uma matriz fina acompanhando os planos de foliação milonítica (Fig. 35). É composto por quartzo, escapolita, Cl-biotita, e quantidades menores de Cl-K-Fe-hastingsita, turmalina, alanita, epidoto, titanita e actinolita.

As bandas escuras são constituídas por palhetas de Cl-biotita, embora ocorra, ora em menor quantidade, ora em quantidades mais expressivas, cristais de Cl-K-Fe-hastingsita e turmalina. Os cristais de biotita estão distribuídos ao longo da foliação, com tamanhos variados. Nota-se, ainda, a presença de porfiroblastos de escapolita, em geral subarredondados e marcados comumente por pequenas inclusões de biotita. Algum quartzo também é observado.

As bandas claras são constituídas por quartzo e escapolita marialítica ($Na/Ca = 3,2$; $Cl = 0,83\%$), além de, em menor quantidade, palhetas finas de Cl-biotita concentrados em faixas milimétricas bem regulares, que se encurvam ao encontrarem porfiroblastos de quartzo, algumas dessas faixas com abundantes cristais de alanita (Fig 36). Os porfiroblastos alcançam até 6 mm de comprimento, estão recristalizados e mostram forte extinção ondulante (Fig.35). Comumente estão concentrados de tal modo que, junto com a escapolita, formam bandas que ressaltam ainda mais a foliação da rocha. Os grãos de escapolita são geralmente finos, e normalmente não apresentam sinais de estiramento.

A calcopirita tem aspecto esquelético, sendo normalmente substituídas por biotita. Outras relações texturais mostram que a calcopirita corta a escapolita.

Essa variedade é produto de intensa alteração hidrotermal e caracteriza os processos de escapolitização, biotitização, anfibolitização e silicificação. E é interpretada como resultado da milonitização de granitóides.

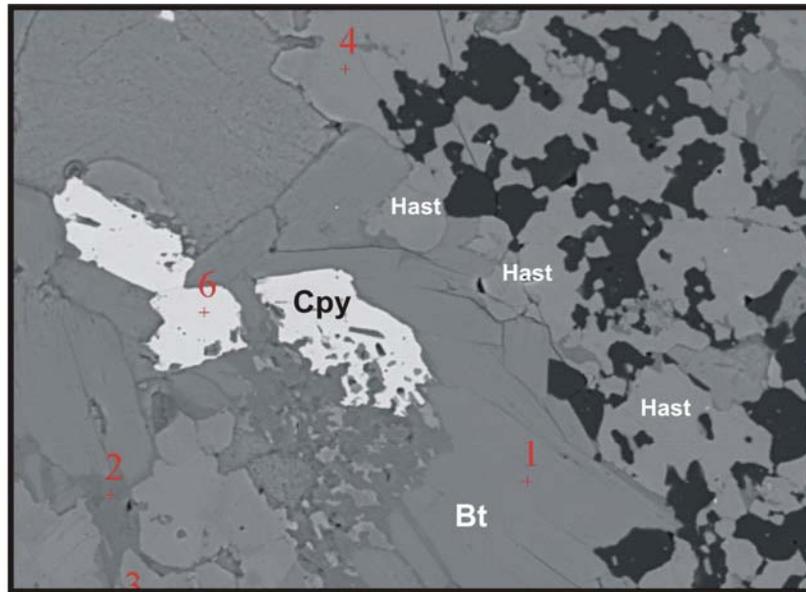


Figura 32 - Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados destacando íntima relação entre a biotita (Bt), Cl-K-Fe-hastingsita (Hast) e calcopirita (Cpy). Amostra F-352/266,08m, corpo Sequeirinho.

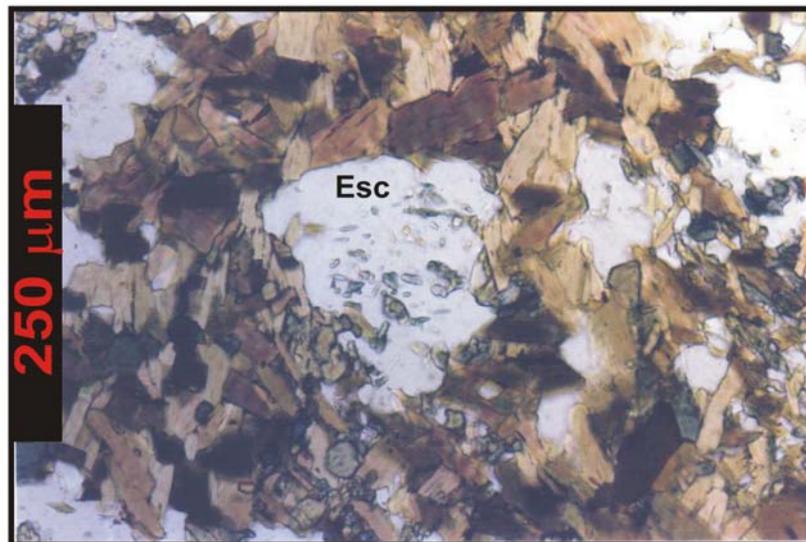


Figura 33 - Fotomicrografia de cristal de escapolita (Esc) com inclusões de finas palhetas de mica e grãos de anfibólio evidenciando textura poiquiloblástica. Amostra F-352/266,08m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).

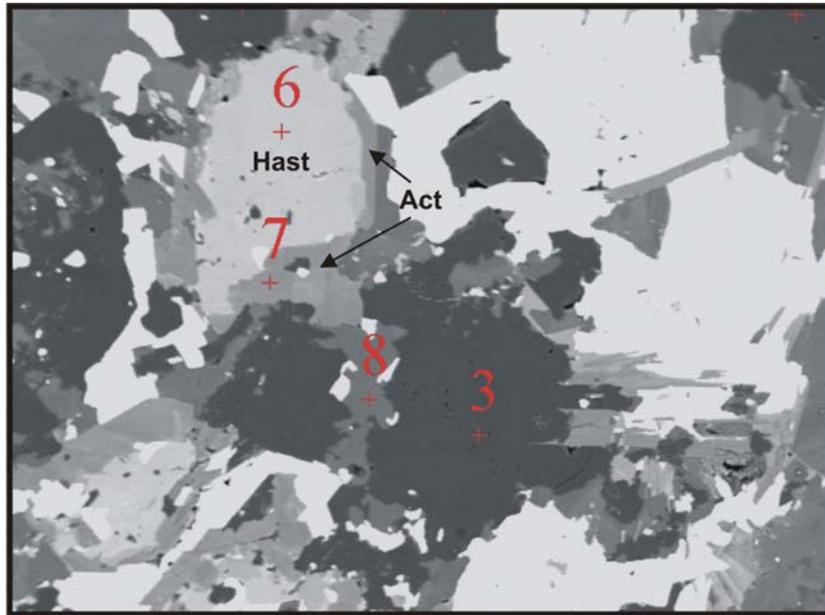


Figura 34 - Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de cristais de hastingsita (Hast) substituídos nas bordas por actinolita (Act). Amostra de rocha rica em biotita F-352/266,08m, corpo Sequeirinho. Números vermelhos = pontos analisados.

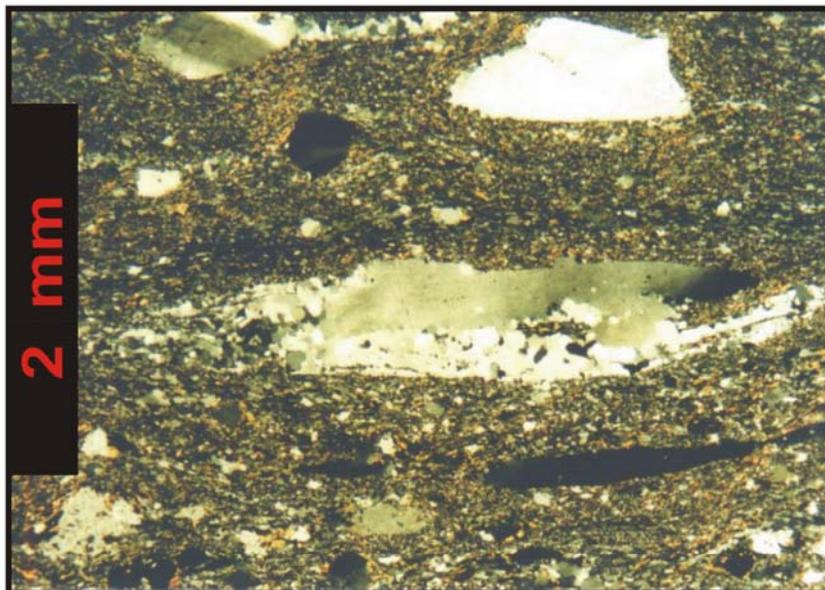


Figura 35 - Fotomicrografia de grãos de quartzo muito estirados definindo planos de foliação milonítica em rocha rica em biotita. Amostra BIX-frente de lava, corpo Sequeirinho (Luz transmitida/ nicóis X).

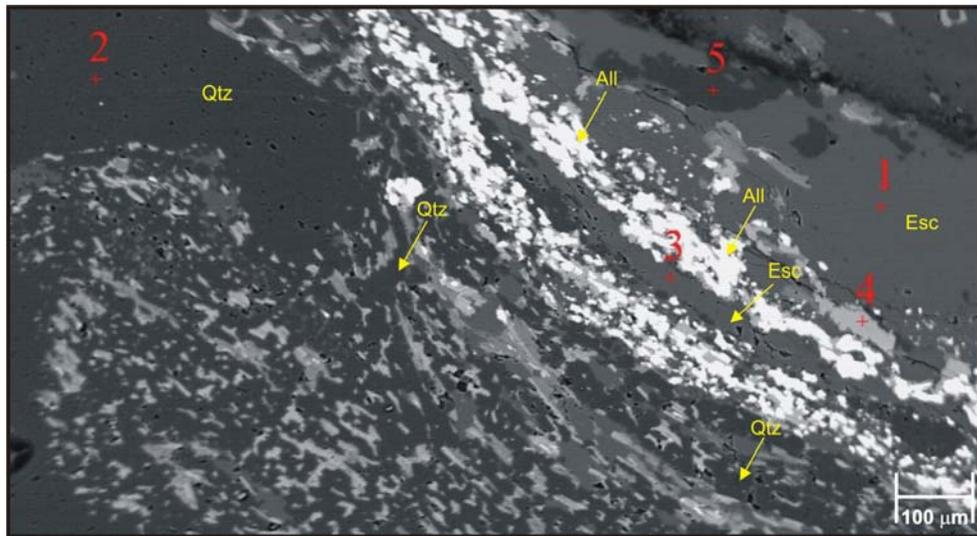


Figura 36 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de faixa composta de quartzo (Qtz), escapolita (Esc) e alanita (All) em rocha rica em biotita. Amostra F-352/154,1m, corpo Sequeirinho.

3.1.1.4 Hidrotermalitos

➤ Magnetitito

São rochas maciças, de coloração escura, caracterizadas por quantidades de magnetita superiores a 50% (Fig. 37). Microscopicamente são isótropas, de granulação fina a média, constituídas, além da magnetita, por calcopirita, actinolita, Cl-K-Fe-hastingsita, quartzo, epidoto, apatita e por proporções subordinadas de albita, calcita, clorita, titanita, ilmenita e pirita. Essas rochas são atribuídas ao forte metassomatismo de Fe que ocorreu na área do depósito.



Figura 37 – Fotografia de furo de sondagem de magnetitito. (Furo F-204/122,1m – corpo Sequeirinho).

A magnetita forma agregados irregulares que se interligam constituindo o arcabouço da rocha. Os cristais de magnetita contêm inclusões de minerais félsicos e mostram fraturas comumente preenchidas por clorita (Fig. 38). A calcopirita tem tamanhos variados e forma anédrica, ocorrendo em agregados esqueléticos e em espaços intersticiais da apatita, e geralmente associada à magnetita e a finos cristais anédricos de ilmenita. Relações texturais permitem afirmar que a calcopirita é posterior à magnetita e que a pirita, por encontrar-se via de regra inclusa na calcopirita, foi precipitada antes.

Os cristais anédricos de actinolita geralmente apresentam bordas corroídas e vários de seus agregados são cortados por vênulas de clorita (Fig. 39). O epidoto concentra-se em manchas irregulares, com alguns cristais desenvolvendo hábito prismático, as quais ocupam normalmente os interstícios entre os minerais félsicos.

O quartzo tem forma anédrica e é geralmente substituído por finas ripas de clorita. Encontra-se bastante fraturado e crivado de inclusões de fases opacas.

Os cristais de albita são anédricos, com alguns preservando geminação (Fig 40). Já os cristais de apatita são subedrais a anedrais e encontram-se fraturados (Fig. 41). Cristais anédricos de titanita, corroídos e de aspecto sujo, representam a principal fase acessória.

Figuras dos Magnetitito

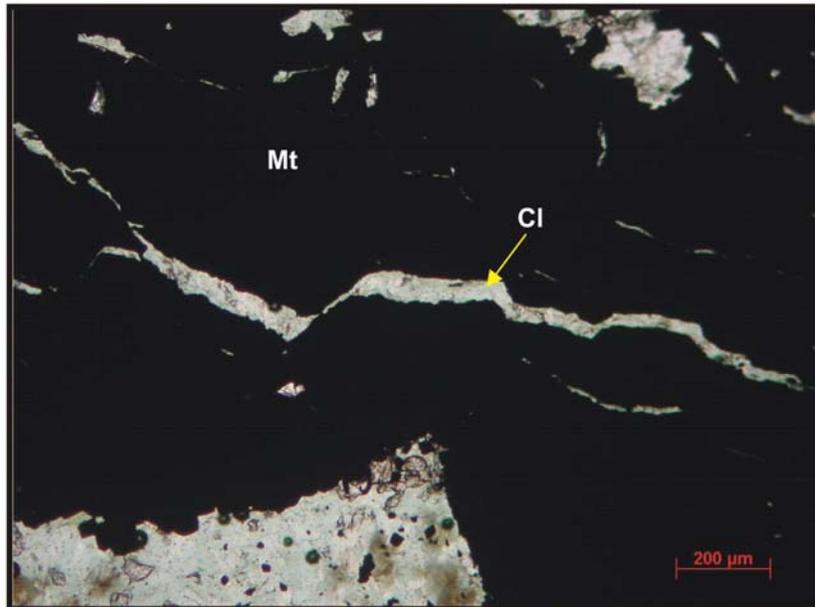


Figura 38 - Fotomicrografia de cristal de magnetita (Mt) com fraturas preenchidas por clorita (Cl). Amostra de magnetitito F-37/572m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).

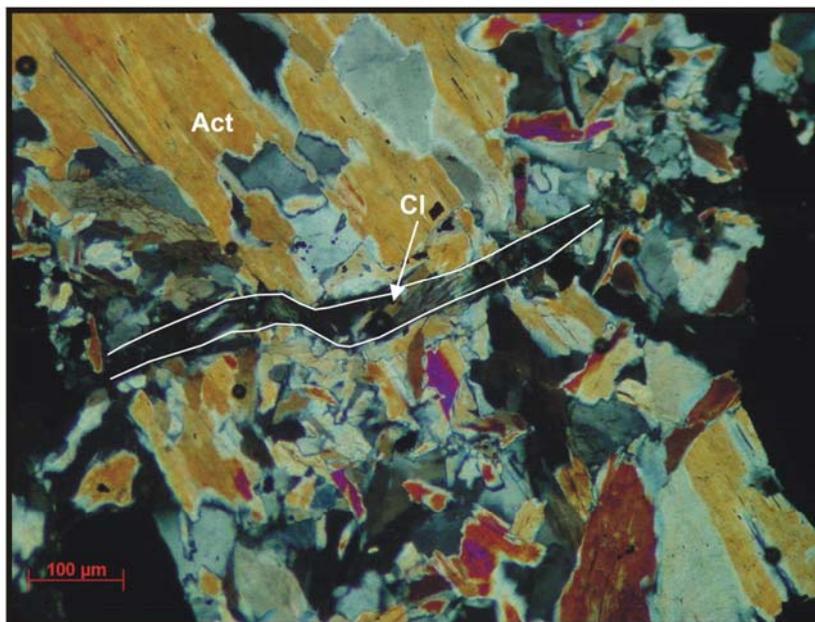


Figura 39 - Fotomicrografia de cristais de actinolita (Act) cortado por microvênula de clorita (Cl). Amostra F-33/315,35m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

Figuras dos Magnetitito



Figura 40 - Fotomicrografia de cristal de albita com textura tipo tabuleiro de xadrez. Amostra de magnetitito F-33/315,35m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis X).

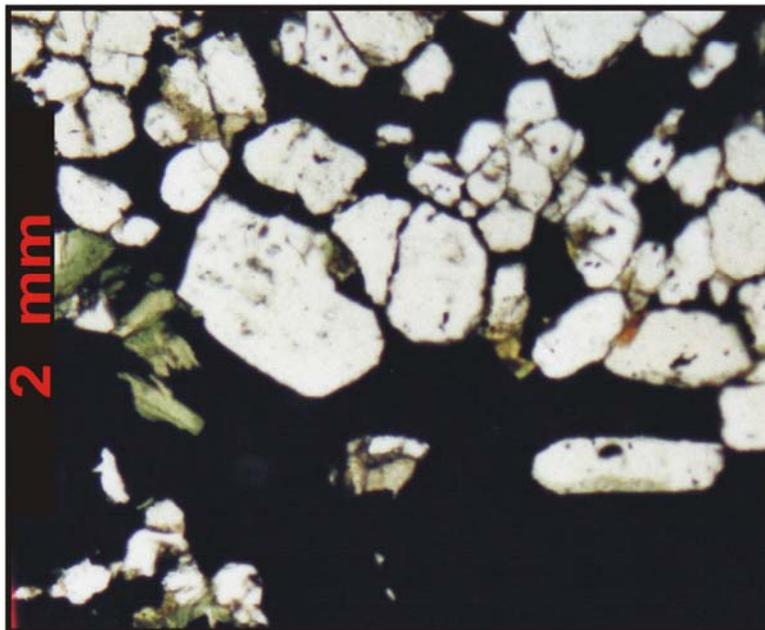


Figura 41 - Fotomicrografia de cristais subédricos a anédricos de apatita. Amostra de magnetitito F-37/572m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).

➤ Minério

São reconhecidos no depósito do Sossego os tipos Sequeirinho e Sossego por ocorrerem, caracteristicamente, nos corpos homônimos. Eles têm muitas semelhanças, porém as diferenças são suficientemente marcantes para justificar a distinção.

O tipo Sequeirinho tem aspecto em geral brechóide (Fig. 42) e é formado por calcopirita >> siegenita + pirita junto a uma ganga composta de apatita, clorita, quartzo, epidoto, albita, magnetita e actinolita, além de quantidades menores de escapolita, Cl-K-Fe-hastingsita, Cl-biotita e alanita.



Figura 42 – Fotografia de amostra do minério de aspecto brechóide em que “clastos” angulosos de actinolita acham-se cimentados por calcopirita. Frente de lavra, corpo Sequeirinho.

A apatita exhibe normalmente cristais com formas subarredondadas, tendo sido identificadas variedades ricas em Cl (0,1-0,85%) e em F (1,6-4,7%). Os cristais de clorita mostram morfologia variada, desde palhetas subédricas até tipos vermiformes (Fig. 43) a irregulares. Composicionalmente não há distinção entre elas, tratando-se de clinocloro-chamosita com X_{Fe} média de 0,52.

Comumente o quartzo forma agregados policristalinos, cujos grãos mostram contatos poligonais e dimensões em geral inferiores a 1 mm, alguns com bordas severamente corroídas. O epidoto desenvolve formas anédricas de tamanhos variados, sendo comum os cristais maiores comporem agregados e os menores exibirem núcleo

de quartzo (Fig. 44). Muitos cristais acham-se alterados e substituídos nas bordas pela alanita, mas também se observa a relação inversa (Fig. 45).

Os cristais de albita são anédricos, de bordas irregulares, e mostram a característica geminação polissintética. Muitos deles contêm finas inclusões sólidas, enquanto outros são bem límpidos.

A magnetita desenvolve cristais com até 4 mm de dimensão, alguns mostrando lamelas de exsolução de ilmenita. É comum as suas bordas também estarem corroídas, o que lhes empresta formas bastante irregulares e até mesmo subarredondadas.

Os cristais de actinolita e escapolita são anédricos, sendo que a primeira parece substituir tanto a escapolita como a Cl-K-Fe-hastingsita, formando com esta última uma massa em que os dois anfibólios se misturam intimamente.

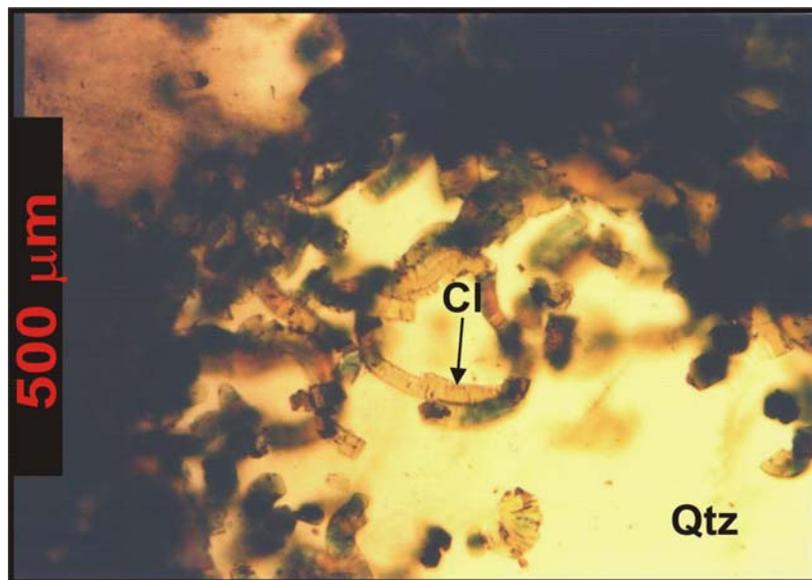


Figura 43 – Fotomicrografia de clorita vermiforme (Cl) associada com o quartzo. Amostra SEQ-M-03, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).

Figuras corpo de Minério

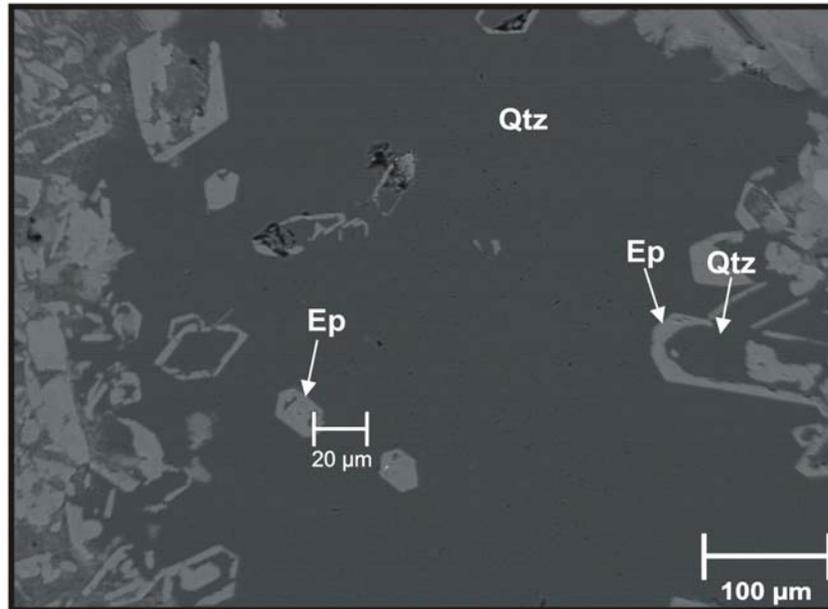


Figura 44 - Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de epidoto (Ep) com núcleo constituído de quartzo (Qtz). Amostra SEQ-M-03, corpo Sequeirinho.

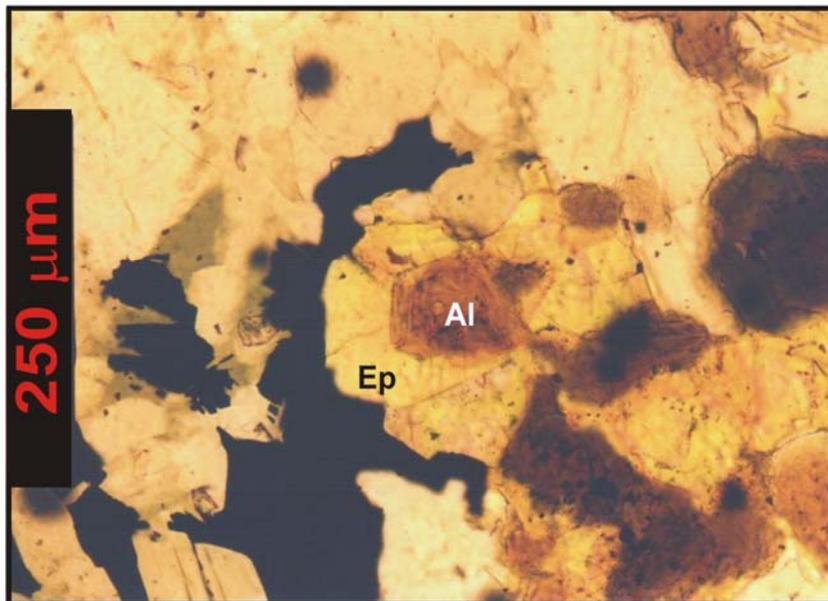


Figura 45 - Fotomicrografia de cristal de alanita (Al) bordejado por epidoto (Ep). Amostra F-352/209,4m, corpo Sequeirinho. (Luz transmitida, nicóis //).

No corpo Sossego, o minério, também dominado por calcopirita, ocorre comumente em brechas em que clastos angulosos a arredondados e de tamanho milimétrico a centimétrico, essencialmente derivados de rochas graníticas, encontram-se imersos em uma matriz composta de calcopirita > magnetita > apatita \approx clorita \pm muscovita \pm quartzo \pm actinolita \pm siegenita (Fig. 46). Quantidades subordinadas de calcita, alanita, monazita, albita, titanita, rutilo e telureto de Ni também estão presentes. Localmente o minério é maciço e a calcopirita representa 90-95% do volume da rocha, constituindo uma massa contínua, como se fora um único cristal, pelo menos em escala decimétrica.



Figura 46 – Fotografia de testemunho de sondagem de brecha mineralizada do tipo Sossego, com destaque para um grande clasto arredondado de rocha granítica.

A apatita contém Cl em sua estrutura e ocorre em cristais subédricos e de tamanhos variados, alguns substituídos por clorita nas bordas (Fig. 47). Dentre os silicatos, a clorita é a fase mais abundante, estando representada por finas palhetas, distribuídas aleatoriamente, algumas das quais contendo teores anômalos de Ni. A magnetita forma cristais euédricos a subédricos, alguns com fraturas que estão preenchidas por calcopirita (Fig. 48) e outros com inclusões de apatita e de calcopirita (Fig. 49).

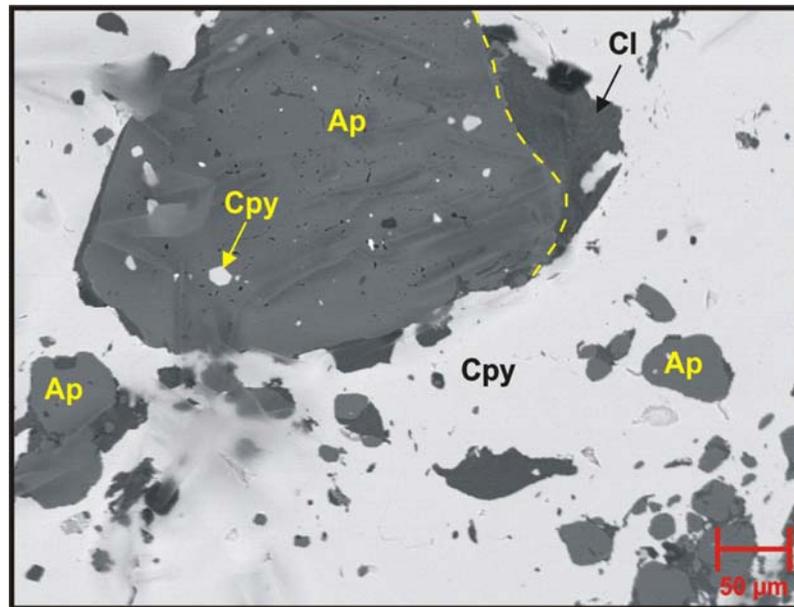


Figura 47 – Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de cristal de apatita (Ap) com borda, delineada por traços amarelos, parcialmente substituída por clorita (Cl) e envolto por calcopirita (Cpy). Notar inclusões submicroscópicas de calcopirita no interior do maior cristal de apatita. Amostra F-254/215,8m, corpo Sossego.

Poucos grãos de siegenita também foram observados em contato de equilíbrio com a calcopirita. Ocorrem também finas palhetas alongadas de mica branca (muscovita), pouco quartzo, além de tremolita-actinolita. A titanita esta sendo substituída por rutilo e ilmenita.

A calcita ocorre na forma de veios/vênulas, contínuas e descontínuas, e de cristais individualizados, e comumente cortam a calcopirita e a apatita, indicando que é posterior a esses minerais.

Figuras Corpo de Minério

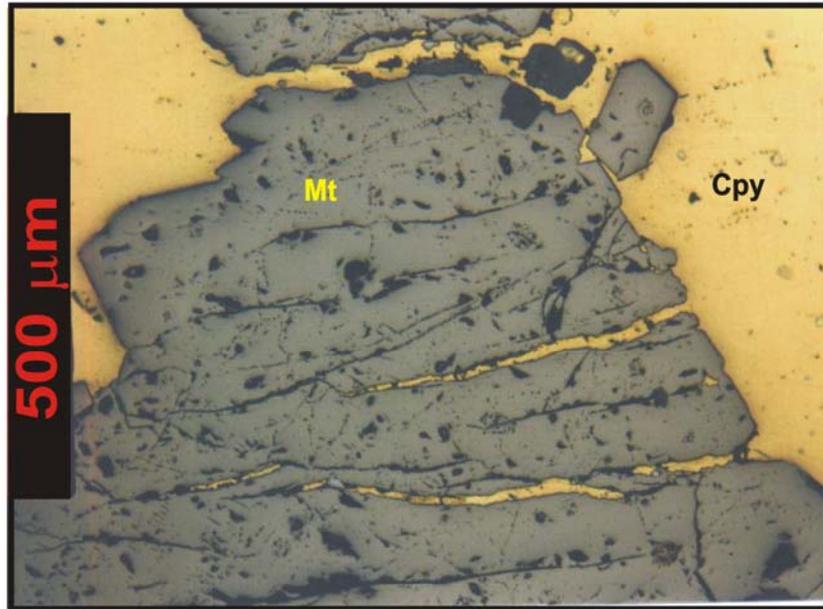


Figura 48 - Fotomicrografia de cristal de magnetita (Mt) com microfraturas preenchidas por calcopirita (Cpy). Amostra F-314/239,6m, corpo Sossego. (Luz refletida, nicóis //).

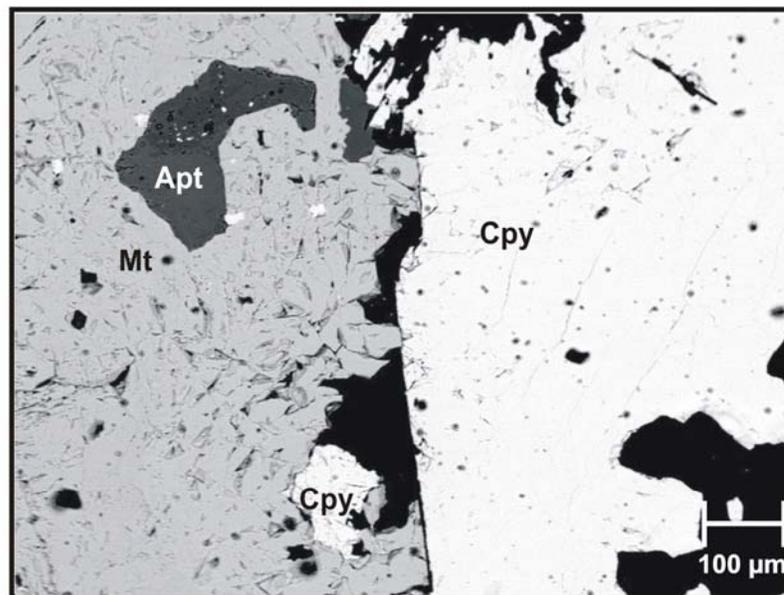


Figura 49 - Fotomicrografia de elétrons retro-espalhados de cristal de magnetita (Mt) com inclusões de apatita (Apt) e calcopirita (Cpy). Amostra F-314/239,6m, corpo Sossego.

3.1.1.5 Brechas

Há pelo menos dois tipos de brecha, ambos mais comuns no corpo Sossego. Um tipo é mineralizado e foi descrito no item anterior reservado aos corpos de minério. O outro é pouco ou não mineralizado e caracterizado por clastos angulosos de rocha vulcânica máfica cimentados por carbonatos (Fig. 50).



Figura 50 – Fotografia de testemunho de brecha não mineralizada, mostrando, com a seta amarela, disseminação de sulfeto e, com a seta preta, fragmentos de rochas máficas. Amostra F-314, corpo Sossego.

A matriz é constituída de calcita com quantidades subordinadas de actinolita, clorita, magnetita, apatita, quartzo, epidoto e sulfetos (calcopirita, pirita, siegenita e millerita).

3.1.1.6 Diques Félsicos (IAC)

São corpos subverticais de espessura métrica e coloração avermelhada (Fig. 51) e aspecto em geral porfirítico. Os fenocristais, que não são abundantes, encontram-se imersos em uma matriz fina a média, composta basicamente por albita e quartzo. Em algumas amostras, a matriz apresenta textura esferulítica e contém inúmeras inclusões de fases opacas. Cristais anédricos de alanita, subédricos de zircão, estes mais raros, e

agregados finos de titanita compõem as principais fases acessórias. Dentre os opacos, destacam-se magnetita, calcopirita, hematita, prita e digenita (os dois últimos mais raros), a primeira cortada pelo sulfeto e denunciando formação mais precoce.



Figura 51 – Fotografia de amostra de dique félsico da frente de lavra, corpo Sequeirinho.

Os fenocristais de plagioclásio são em maioria tabulares, mostram geminação polissintética e da periclina e têm composição na faixa da albita-oligoclásio. Estão levemente sericitizados, sendo que alguns apresentam inclusões de fases opacas, enquanto têm as bordas corroídas pela matriz.

Na matriz destacam-se cristais anédricos de quartzo e albita, bem como de clorita, epidoto e magnetita, esta última com lamelas de ilmenita e localmente hematitizada, quando então tende a se concentrar nas bordas de fenocristais de plagioclásio.

Vênulas constituídas de quartzo são sistematicamente cortadas ou deslocadas por vênulas de calcita + hematita, em arranjo que lembra o estilo *stockwork*. Outras vênulas são irregulares e nelas epidoto se associa a quartzo, titanita, clorita e calcita.

Silicificação, epidotização e cloritização foram os principais processos de alteração, enquanto a carbonatação foi apenas incipiente.

Quartzodioritos e riolitos/riodacitos porfíricos são os prováveis protólitos dessas rochas.

4 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

As rochas do depósito do Sossego, particularmente os granitóides e as variedades máficas, encontram-se moderada a fortemente alteradas pela ação hidrotermal. Os principais processos reconhecidos nessas rochas são albitização, anfibolitização, escapolitização, cloritização, silicificação e sericitização. Não há um padrão definido para a distribuição espacial desses tipos de alteração, embora Monteiro *et al.* (submetido) tenham descrito uma seqüência geral de norte para sul, em que, a partir do minério do Corpo Sequeirinho, a alteração potássica passa sucessivamente para alteração clorítica associada a forte metassomatismo de ferro, em seguida para alteração sódico-cálcica, sódica e, finalmente, para uma zona de silicificação. De sul para norte, a partir deste mesmo corpo, as zonas são menos espessas, além de não serem reconhecidas as zonas de alteração sódica e de metassomatismo de ferro, não se constatando, portanto, zoneamento simétrico.

A albitização se manifesta caracteristicamente pela geração de grãos de albita com textura em tabuleiro de xadrez, e pela formação de vênulas irregulares, enquanto a sericitização restringe-se a cristais primários de plagioclásio. Feldspato potássico, albita, K-Cl-Fe-hastingsita, quartzo, actinolita, clorita, epidoto, Na-escapolita, magnetita, calcita e apatita são minerais de alteração comuns na massa rochosa em substituição a minerais preexistentes. A formação de actinolita nas rochas máficas se intensifica em direção ao minério, formando uma zona extremamente rica nesse mineral representada pelos actinolitos. Análises texturais indicam que a actinolita foi coprecipitada ou substitui Cl-K-Fe-hastingsita. Muitos daqueles minerais são também constituintes de vênulas poliminerálicas que cortam as rochas em várias direções.

Nas rochas ricas em biotita (BIX), os mais importantes processos de alteração foram a escapolitização, biotitização, anfibolitização, silicificação e turmalinização, denunciados pela abundância de Na-escapolita, Cl-biotita, K-Cl-Fe-hastingsita, quartzo e turmalina rica em Mg. A biotita ocorre preferencialmente junto com a hastingsita e turmalina, enquanto o quartzo tem preferência pela escapolita e hastingsita.

Registra-se, também na área do depósito, um intenso metassomatismo de ferro, que gerou os corpos de magnetitito em zonas muito fraturadas, nos quais a magnetita se associa a quantidades subordinadas de epidoto, actinolita, albita e clorita. Mais tardiamente, as rochas do depósito experimentaram um evento de carbonatação, que está representado sobretudo pela precipitação de calcita em vênulas, na matriz de brechas e, localmente, em substituição a minerais anteriormente formados. Este tipo de alteração, embora presente no corpo Sequeirinho, foi muito mais intenso no corpo Sossego e marca o estágio final alteração hidrotermal no depósito do Sossego.

4.1 MINERALIZAÇÃO

Os corpos de minério têm, em geral, formas alongadas e ocorrem principalmente associados à granitóides e rochas máficas, próximo a zonas de falhas. O principal mineral de minério é a calcopirita, cuja abundante precipitação levou à formação de corpos maciços a semimaciços, embora também ocorra disseminada e em vênulas. Além da calcopirita, também ocorrem naqueles corpos epidoto, clorita, apatita, anfibólio (actinolita-hastingsita), escapolita, alanita, escapolita, magnetita, quartzo, siegenita e subordinadamente titanita e zircão. Do ponto de vista paragenético, apatita e magnetita foram precipitados antes do epidoto, que, por sua vez, antecedeu a calcopirita e clorita. As relações texturais entre os dois últimos minerais mostram que eles foram coprecipitados, ainda que o tempo de formação da clorita tenha sido mais longo. Os altos teores médios de Ni (1165 ppm) e de Co (275 ppm) no minério podem indicar uma importante interação dos fluidos mineralizantes com as rochas máficas, notadamente do Grupo Grão Pará.

A composição mineralógica e dados microestruturais (Villas *et al.* 2005) mostram que os corpos de minério foram formados quando as rochas estavam sob regime de deformação rúptil e contemporaneamente aos processos de epidotização, cloritização e actinolização, em que os fluidos ainda eram relativamente enriquecidos em Cl, Na e K, tanto que permitiram a estabilização da Cl-K-Fe-hastingsita, escapolita e Cl-biotita. Ainda segundo aqueles autores, a relação entre a alteração hidrotermal e a mineralização pode ser analisada em três fases: 1) pré-mineralização, na qual os

principais processos hidrotermais foram albitização precoce, escapolitização, sericitização, anfibolitização (hastingsita) e biotitização, com grande aporte de Na+K+Cl; 2) mineralização, com cloritização, escapolitização, silicificação, epidotização, magnetitização e actinolitização (Fe+Mg+P+Cu); e 3) pós-mineralização, em que os principais tipos de alteração foram albitização tardia e carbonatação (CO₂, Ca e Na).

O metassomatismo de Na (albitização e escapolitização) e a presença de minerais ricos em Cl (biotita, escapolita - marialita e anfibólio) em várias rochas favorecem a hipótese de os fluidos hidrotermais terem dissolvido leitos evaporíticos e/ou de exalitos com abundante halita. Diversos autores, usando exemplos de várias partes do mundo, relacionam a mineralização de Cu-Au com processos de metassomatismo sódico (Oen & Lustenhouwer, 1992; Frietsch *et al.* 1997; Hunt *et al.* 2005). Estudos recentes de isótopos de boro em turmalina dos depósitos Igarapé Bahia e Igarapé Salobo (Dreher & Xavier, 2006; Xavier *et al.* 2006) mostram valores de $\delta^{11}\text{B}$ (13‰ a 26‰) que são típicos de evaporitos marinhos, não só sugerindo a existência pretérita dessas rochas na bacia de Carajás como também reforçando a ligação da mineralização de Cu-Au com fluidos de altas salinidades, delas oriundos.

5 ESTUDOS ISOTÓPICOS

5.1 ISÓTOPOS DE CHUMBO

5.1.1 Generalidades

O elemento Pb é formado pelos isótopos ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb , sendo o último o único a ter sua abundância terrestre mantida constante desde a origem da Terra (Tosdal *et al*, 1999). Os demais resultam de reações de decaimento radioativo, o primeiro do tório ($^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$) e os outros dois do urânio ($^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$) e, dessa forma, suas abundâncias têm aumentado continuamente com o passar do tempo.

As idades isocrônicas Pb-Pb (minerais e rochas) e as idades-modelo, obtidas a partir da composição isotópica de minerais não uraníferos, são muito usadas para datar mineralizações metálicas. Os modelos mais conhecidos, que utilizam as razões isotópicas Pb-Pb, são de “estágio único” (Holmes & Houtermans, 1946, *apud* Faure², 1986) e de “estágio duplo” (Stacey & Kramers, 1975), e em ambos as amostras de interesse são representadas em diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

No modelo de estágio único, a Terra é considerada ter sido, de início, uma massa fluida, na qual U, Th e Pb estavam distribuídos uniformemente e a composição isotópica de Pb era a mesma em qualquer lugar. A diferenciação em manto, crosta inferior e crosta superior só causou pequenas diferenças regionais nas razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$. Em cada ambiente, a razão U/Pb mudou somente em decorrência do decaimento radioativo do U para Pb e, ao longo do tempo geológico, o Pb se separou do U e Th para formar minerais, mantendo, desde então, sua composição isotópica constante.

O modelo de estágio duplo representa um refinamento na modelagem da evolução do Pb, já que o modelo anterior não traduz a evolução real de muitos sistemas geológicos. De acordo com o modelo em estágio duplo, a evolução do Pb foi iniciada há 4,57 Ga (primeiro estágio), adotando as médias das razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$

²FAURE, G. 1986. Principles of isotope geology. 2 ed. New York, John Wiley & Sons. 589P.

iguais a 7,19 e 32,11, respectivamente. No início do segundo estágio, há 3,7 Ga, as razões químicas primordiais foram modificadas nos reservatórios globais, por conta da diferenciação geoquímica da Terra, e foram mantidas constantes desde o momento em que o Pb foi incorporado nos minerais. E as razões de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ passaram a ser 9,74 e 37,19, respectivamente.

A razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ é conhecida como μ e, com base nela, é possível inferir a fonte dos magmas, uma vez que este parâmetro apresenta valores relativamente definidos para as diferentes camadas da litosfera. Valores de μ entre 7,5 e 8,2 indicam evolução a partir de fontes mantélicas, entre 8,2 e 12, evolução na crosta superior e valores menores que 7,5 evolução na crosta inferior (Oversby, 1976).

Zartman & Doe (1981) propuseram diferentes curvas de evolução isotópica para o Pb, dependendo do reservatório geoquímico de residência (crosta superior, crosta inferior, manto e um reservatório de mistura – orogênico). Os diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ podem ser usados para avaliar as prováveis fontes de Pb dos minérios e das rochas hospedeiras.

5.1.2 Resultados de Isótopos de Pb dos Sulfetos do Depósito do Sossego

Com objetivo de tentar definir a idade da mineralização e eventos posteriores que possam ter afetado a área do depósito, aplicou-se o método Pb-Pb em calcopirita, usando-se as técnicas de dissolução total e lixiviação.

Foram selecionadas oito amostras de cristais grossos de calcopirita (quatro do corpo Sequeirinho e quatro do corpo Sossego) para análise por dissolução total, sendo que sete também foram submetidas à lixiviação. Todas as amostras são de testemunhos de furos de sondagem, exceto uma que é da frente de lavra do corpo Sequeirinho (SEQ-M-03). Os dados isotópicos de Pb das amostras constam da Tabela 2.

A maioria das análises apresenta erros e MSWD muito elevados, ou mesmo resultados sem significado geológico. Os erros elevados podem ser decorrentes de eventos geológicos que perturbaram fortemente o sistema Pb-Pb. No entanto, três amostras, duas do corpo Sequeirinho e uma do Sossego, nas quais foi aplicada a técnica de lixiviação, mostram erros analíticos aceitáveis (em cinza na tabela 2), ou seja, erros e MSWD baixos e idades mais coerentes com a geologia da área.

As amostras do corpo Sequeirinho, que representam minério maciço de aspecto brechóide associado a magnetitito, são bastante radiogênicas, tendo razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 64,397 e 117,328, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 25,516 e 34,793 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 85,766 e 125,7 (Tab. 2). Estes dados foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, fornecendo idades de 2530 ± 25 Ma com $\text{MSWD}=0,64$ (Fig. 52) e de 2608 ± 25 Ma com $\text{MSWD}=18$ (Fig. 53). No primeiro caso, foram lançados os dados de uma única amostra (F33/357,1m) de calcopirita e no segundo os desta mesma amostra e de outra (F33/385,6m), coletada a curta distância, ambas do furo F-33. Dados de alguns lixiviados não foram considerados para o cálculo da idade (grifados na tabela 2), por apresentarem alto erro ou por estarem muito fora do alinhamento normal. A idade 2530 Ma é a mais confiável uma vez que, utilizando-se apenas a amostra F33/385, obtém-se o valor de 2574 ± 130 Ma ($\text{MSWD}=13$), o qual foi descartado devido aos altos erros e elevado MSWD , além de ele ser inferior a 2608 ± 25 Ma, o que deixa dúvidas quanto ao real significado desta última já que ela foi obtida a partir de duas amostras que forneceram idades mais jovens.

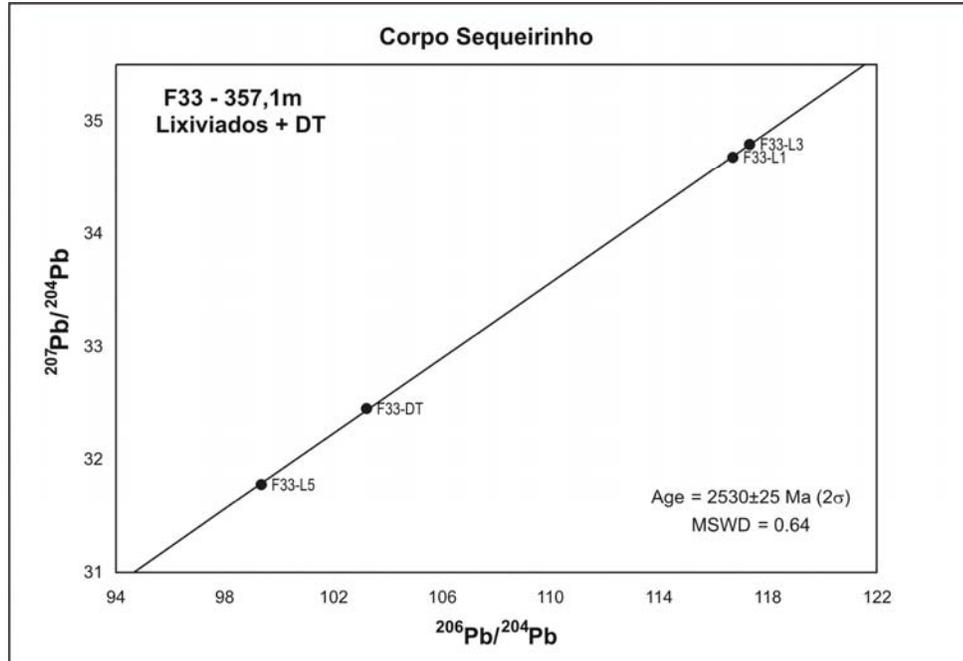


Figura 52 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de calcopirita submetida à dissolução total (DT) e lixiviação (L), fornecendo isócrona de 2530 ± 25 Ma. Amostra F33/357,1m/Corpo Sequeirinho.

Tabela 2 – Razões isotópicas de Pb de amostras de calcopirita (F-33/357,1m; F-33/385,8m e F-228/137m) dos corpos Sequeirinho e Sossego, depósito do Sossego (2σ = erro analítico). Os campos em cinza representam as amostras que foram aproveitadas para o cálculo das idades. Os valores sublinhados foram descartados para melhor alinhamento dos pontos.

Amostra	Corpo	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
SEQ-M-03-DT	Sequeirinho	37,456	0,058	20,512	0,040	61,137	0,137
SEQ-M-03-L1	"	36,400	0,030	20,140	0,020	59,480	0,080
SEQ-M-03-L2	"	55,988	0,098	21,447	0,036	59,299	0,109
SEQ-M-03-L3	"	44,842	0,040	20,940	0,026	59,562	0,097
SEQ-M-03-L4	"	37,312	0,036	20,364	0,028	60,674	0,106
SEQ-M-03-L5	"	34,605	0,100	18,928	0,040	56,347	0,180
F266/339m-DT	"	96,459	0,127	30,457	0,057	88,316	0,215
F266/339m-L1	"	98,462	0,129	30,519	0,057	89,654	0,219
F266/339m-L2	"	99,161	0,144	30,385	0,060	90,195	0,227
F266/339m-L3	"	98,633	0,123	30,365	0,055	89,693	0,217
F266/339m-L4	"	97,724	0,128	30,313	0,057	89,335	0,224
F266/339m-L5	"	98,124	0,124	30,526	0,056	89,576	0,219
F33/357,1m-DT	"	103,224	0,128	32,448	0,060	112,788	0,272
F33/357,1m-L1	"	116,712	0,176	34,680	0,072	125,365	0,336
F33/357,1m-L2	"	<u>115,797</u>	<u>0,16</u>	<u>34,409</u>	<u>0,074</u>	<u>124,428</u>	<u>0,36</u>
F33/357,1m-L3	"	117,326	0,158	34,793	0,066	125,700	0,312
F33/357,1m-L4	"	<u>115,012</u>	<u>0,766</u>	<u>34,526</u>	<u>0,234</u>	<u>124,110</u>	<u>0,886</u>
F33/357,1m-L5	"	99,357	0,126	31,773	0,058	109,366	0,268
F33/385,6-DT	"	64,397	0,080	25,516	0,046	85,766	0,206
F33/385,6-L1	"	76,877	0,126	27,779	0,06	99,466	0,272
F33/385,6-L2	"	78,394	0,128	27,879	0,06	101,507	0,267
F33/385,6-L3	"	77,606	0,099	27,849	0,05	100,318	0,243
F33/385,6-L4	"	74,977	0,106	27,347	0,05	97,498	0,244
F33/385,6-L5	"	65,297	0,082	25,755	0,04	86,582	0,208
F228/137m-DT	Sossego	32,170	0,020	18,600	0,020	42,440	0,050
F228/137m-L1	"	54,600	0,030	20,830	0,020	41,740	0,050
F228/137m-L2	"	83,050	0,050	23,610	0,020	42,290	0,050
F228/137m-L3	"	<u>65,391</u>	0,163	<u>21,658</u>	0,057	<u>43,420</u>	0,138
F228/137m-L4	"	30,965	0,052	18,600	0,084	42,187	0,099
F228/137m-L5	"	<u>29,964</u>	0,024	<u>18,200</u>	0,022	<u>42,071</u>	0,068
F254/215m-DT	"	36,820	0,050	20,260	0,030	53,110	0,100
F254/215m -L1	"	36,550	0,029	19,930	0,024	51,919	0,082
F254/215m -L2	"	65,530	0,040	21,940	0,020	51,820	0,060
F254/215m -L3	"	55,578	0,058	21,297	0,031	52,253	0,096
F254/215m -L4	"	36,367	0,019	19,940	0,011	52,052	0,030
F254/215m -L5	"	36,265	0,031	19,933	0,025	52,107	0,086
F254/272m-DT	"	57,895	0,045	23,050	0,026	53,883	0,083
F254/272m -L1	"	58,403	0,039	23,124	0,021	53,933	0,067
F254/272m -L2	"	51,682	0,036	22,965	0,021	53,713	0,065
F254/272m -L3	"	58,306	0,036	23,075	0,021	53,832	0,065
F254/272m -L4	"	59,237	0,046	23,205	0,023	54,102	0,079
F254/272m -L5	"	57,141	0,042	22,966	0,023	53,818	0,071

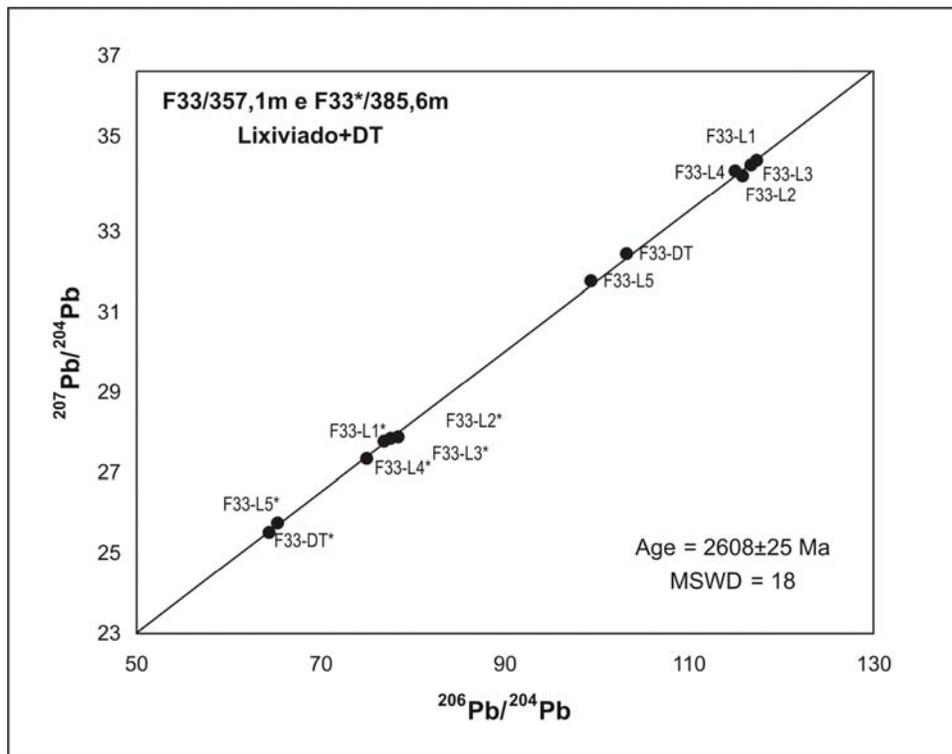


Figura 53 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de duas amostras de calcopirita submetida à dissolução total (DT) e lixiviação (L), fornecendo isócrona de 2608 ± 25 Ma. Amostras F33/357,1 m e F33/385,6 m/Corpo Sequeirinho.

A amostra de calcopirita do corpo Sossego de minério semimaciço também é bastante radiogênica e apresenta razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 29,964 e 83,05, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18,6 e 23,61 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 41,74 e 43,42. Em diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 54), os pontos representando a dissolução total e lixiviados desta amostra se alinham, obtendo-se uma idade de 1585 ± 28 Ma, com $\text{MSWD}=4.4$. E, a exemplo do que foi feito para as amostras do corpo Sequeirinho, foram desconsiderados dados de dois lixiviados (L3 e L5), com vista a também se obter um melhor alinhamento dos pontos e, conseqüentemente, diminuir o erro e MSWD .

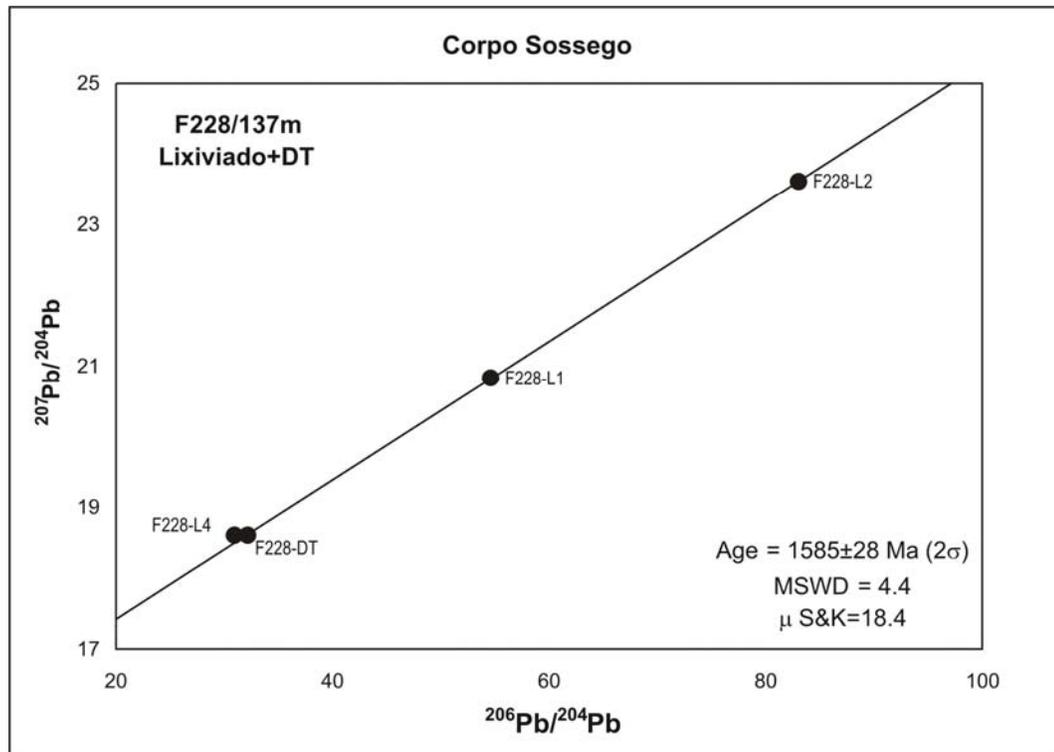


Figura 54 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de calcopirita submetida à dissolução total (DT) e lixiviação (L), fornecendo uma isócrona de 1585±28 Ma. Amostra F228/137m/Corpo Sossego.

No diagrama torogênico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os pontos representando os diversos lixiviados e dissolução total das amostras F-33/357,1m (Fig. 55) e F-33*/385,8m (Fig. 56), estão alinhados, ou seja, apresentam espalhamento colinear, resultante talvez de homogeneidade isotópica. Os valores da razão Th/U para as amostras são 3,31 e 4,03, respectivamente.

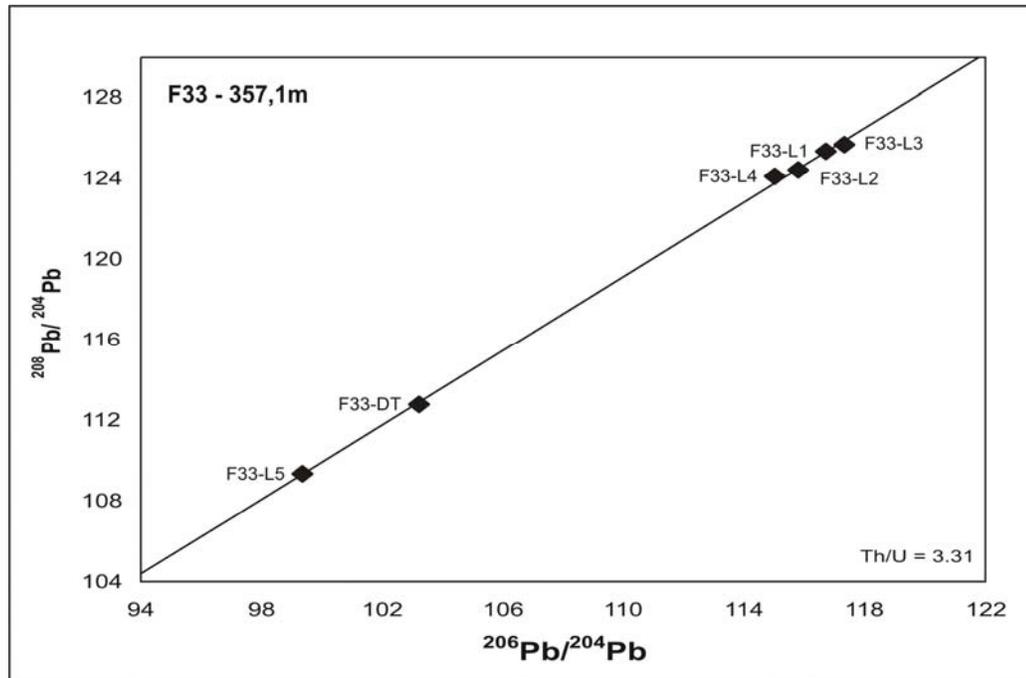


Figura 55 – Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de calcopirita dissolução total (DT) e lixiviação (L). Amostras F33/357,1m/Corpo Sequeirinho.

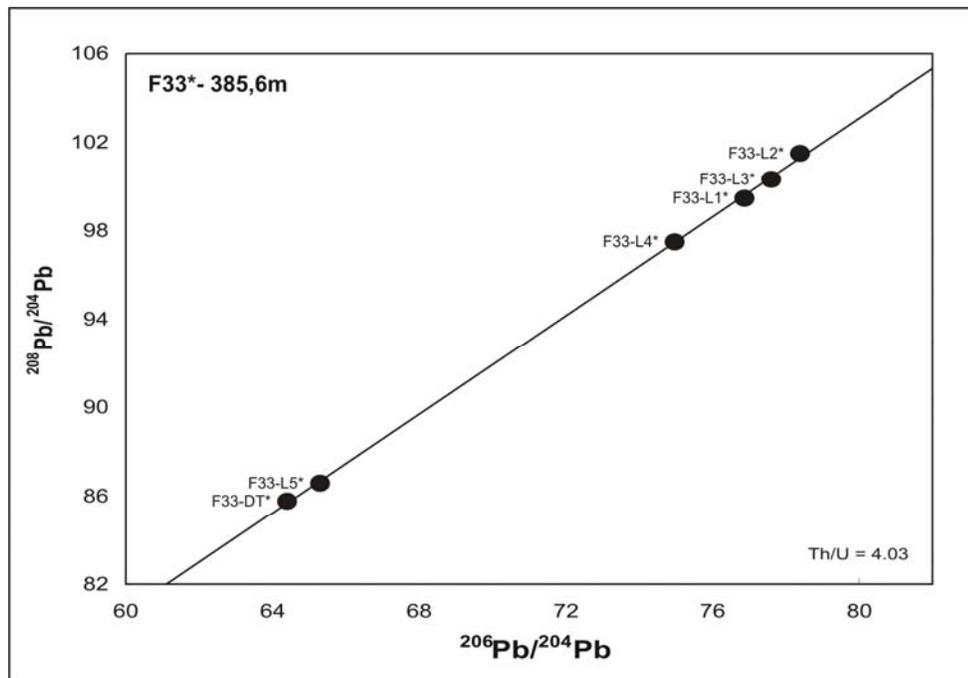


Figura 56 – Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de calcopirita dissolução total (DT) e lixiviação (L). Amostras F33/385,6 m/Corpo Sequeirinho.

Foi também calculada a razão μ no modelo de estágio duplo das amostras SEQ-M-03, F33/357,1m, F33/385,6m (corpo Sequeirinho) e F254/215m (corpo Sossego), obtendo-se valores de 26,3, 28,6, 24,8 e 24,0, respectivamente.

Por outro lado, foram feitas tentativas de se determinar as idades modelo em “estágio simples” e em “estágio duplo” usando-se os diagramas uranogênico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) e torogênico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) com o objetivo de se inferir o ambiente geológico em que ocorreu a precipitação dos sulfetos. No entanto, como já foi dito anteriormente, as amostras são muito radiogênicas e possuem razões isotópicas muito altas, não sendo adequadas para interpretações calcadas nos referidos diagramas.

5.2 ISÓTOPOS DE SAMÁRIO E NEODÍMIO

5.2.1 Generalidades

Os elementos samário (Sm) e neodímio (Nd) possuem sete isótopos cada um, com massas atômicas de 144, 147, 148, 149, 150, 152 e 154, e de 142, 143, 144, 145, 146, 148 e 150, respectivamente. O isótopo ^{143}Nd resulta da desintegração nuclear do isótopo ^{147}Sm .

O método isotópico Sm-Nd tem muitas vantagens sobre outros métodos radiométricos menos robustos, uma vez que o Sm e o Nd são elementos terras raras que apresentam grande similaridade nas características geoquímicas. Ele permite a obtenção de idades isocrônicas e idades-modelo, principalmente para rochas máficas e ultramáficas formadas há mais de um bilhão de anos, mas tem sido aplicado, com sucesso, em outras rochas e minerais, fornecendo idades de cristalização e/ou recristalização, possíveis de serem obtidas pelo fato de as rochas e minerais serem cogenéticos. O método é, pois, aplicável também para a datação de eventos mineralizantes e de alteração hidrotermal.

Para a determinação das idades-modelo, usam-se comumente reservatórios de referência para a evolução isotópica do Nd no manto terrestre: o CHUR (“reservatório

uniforme condrítico” – *Chondritic Uniform Reservoir*) e DM (“manto empobrecido” – *Depleted Mantle*) (DePaolo, 1981).

As idades-modelo fornecem informações sobre a época em que um determinado material se diferenciou do manto. Elas são calculadas com base na suposição de que a evolução geoquímica do Nd no manto terrestre ocorreu em um reservatório uniforme (CHUR) e não sofreu variação depois da separação do material da sua fonte mantélica. O outro modelo, do manto empobrecido, foi proposto para explicar as diferentes assinaturas isotópicas encontradas nos basaltos de ilhas oceânicas e das cadeias mesoceânicas (MORB). O modelo DM fornece idades superiores às idades do modelo CHUR, porquanto considera que o manto superior, onde é gerado o magma basáltico das cadeias mesoceânicas, foi progressivamente empobrecido em Nd ao longo do tempo geológico, evoluindo com uma razão Sm/Nd maior que o reservatório mantélico CHUR.

O parâmetro ϵ_{Nd} compara as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ atual ou da época da sua formação com as do CHUR. Se, à época da cristalização da rocha, o magma parental tiver razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ mais elevada que o condrito, o ϵ_{Nd} será positivo e a fonte seria o manto superior; no caso do ϵ_{Nd} ser negativo (magma parental com razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ menor que a do condrito), a fonte seria crustal.

5.2.2 Resultados de Isótopos de Sm e Nd do Depósito do Sossego

O método Sm-Nd foi aplicado em 11 amostras, sendo dez do corpo Sequeirinho, dentre granitos, rochas ricas em biotita, gabros, minérios e magnetitos, e uma de basalto do Grupo Grão Pará, com o objetivo de determinar as respectivas idades-modelo, datar a mineralização e tentar determinar possíveis fontes dos metais presentes no minério do depósito do Sossego.

Os dados isotópicos de Sm e Nd constam da tabela 3. Duas amostras (uma de minério e outra de magnetito), destacadas em cinza, apresentam razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ muito elevadas, implicando forte fracionamento e, em decorrência, optou-se pelo descarte dos dados. As amostras F-352/44m (gabro) e F251-N4E (basalto do Grupo Grão Pará), igualmente em cinza, também foram descartadas por motivos que serão apresentados adiante.

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para as demais amostras de minério varia de 0,510698 a 0,511368, enquanto que a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ apresenta valores entre 0,0929 e 0,1324. Estes dados, lançados no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, fornecem uma idade de 2.578 ± 29 Ma, com razão inicial de $0,509118\pm 0,000022$ e $\text{MSWD}=0,37$ (Fig. 57), idade esta que se superpõem, dentro dos limites de erro analítico, com as idades de 2530 ± 25 Ma e 2608 ± 25 Ma encontradas pelo do método Pb-Pb.

As idades-modelo (T_{DM}) e o ϵ_{Nd} (Tab. 3) das sete amostras restantes foram calculadas com base no modelo de manto empobrecido (DePaolo, 1981), conforme pode ser observado na figura 58, tendo elas variado de 2,96 a 3,16 Ga.

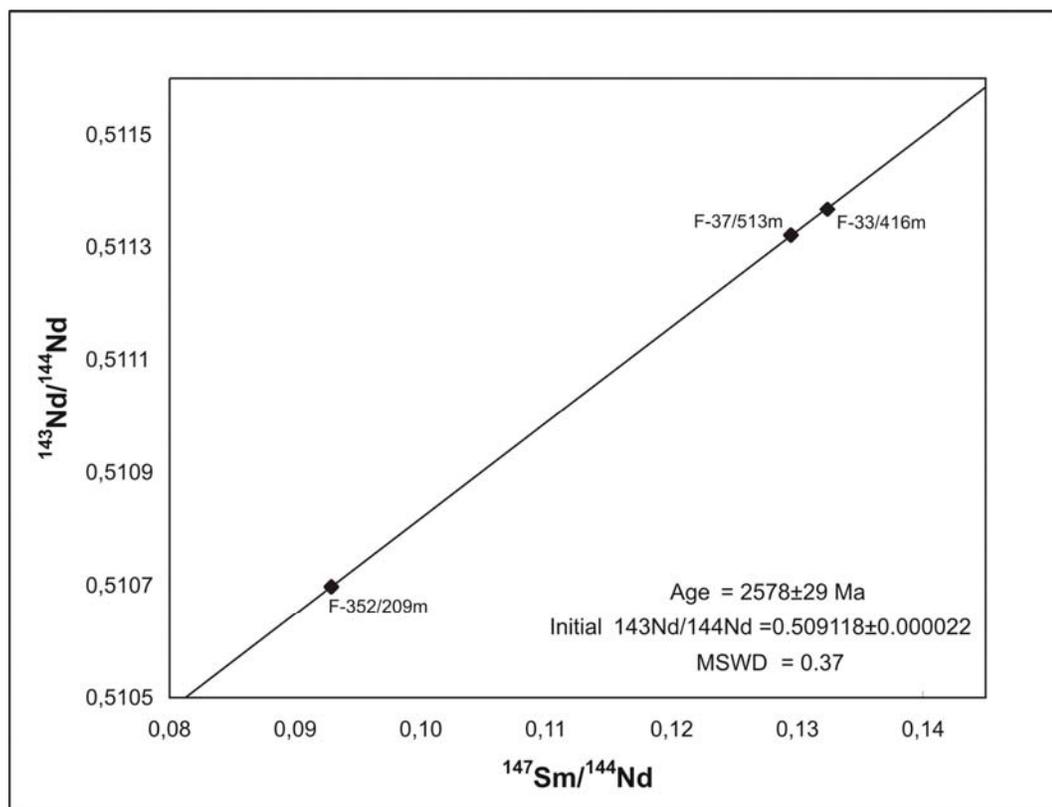


Figura 57 – Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de amostras de corpo de minério, fornecendo idade 2.578 ± 29 Ma. Corpo Sequeirinho.

Tabela 3 – Resultados isotópicos de Sm-Nd, $\varepsilon_{(0)}$ e as idades modelos (T_{DM}) de diversas rochas do depósito do Sossego. $\varepsilon_{Nd}(t)$ foi calculado usando-se as idades de 2,61Ga e 2,53 Ga para o corpo de minério e de 2,75 Ga e 2,65 Ga para os granitóides e rochas máficas. As amostras em cinza apresentaram forte fracionamento, tendo seus dados descartados.

Amostra	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		$\varepsilon(0)$	T_{DM}		IDADE (Ga)	$\varepsilon_{Nd}(t)$	IDADE (Ga)	$\varepsilon_{Nd}(t)$
					2σ	(Ga)		(Ga)					
F37/513m	Corpo de minério	1,92	8,97	0,1295	0,511364	0,511364	-24,86	3,06	2,53	2,61	-3,09	2,61	-2,3
F33/416m	Corpo de minério	5,48	25,02	0,1324	0,511368	0,511368	-24,78	3,16	2,53	2,61	-3,87	2,61	-3,2
F352/209m	Corpo de minério	37,80	245,92	0,0929	0,510698	0,510698	-37,84	2,96	2,53	2,61	-4,09	2,61	-3,0
CPY-MPN2/ Frente de lavra	Corpo de minério	6,25	20,47	0,1846	0,511954	0,511954	-13,35	-	-	-	-	-	-
F266/107,7m	Granito	4,86	32,30	0,0909	0,510579	0,510579	-40,16	3,06	2,65	2,75	-4,06	2,75	-2,87
F33/205m	Granito	15,58	98,93	0,0952	0,51073	0,51073	-37,22	2,98	2,65	2,75	-2,62	2,75	-1,3
BIX/Frente de lavra	Rocha rica em biotita	3,84	15,97	0,1454	0,511659	0,511659	-19,09	3,12	2,65	2,75	-1,61	2,75	-0,94
F352/44m	Gabro	3,01	28,94	0,0628	0,510411	0,510411	-43,44	2,65	2,65	2,74	2,31	2,74	3,81
F266/634m	Gabro	13,25	62,27	0,1286	0,511338	0,511338	-25,35	3,07	2,65	2,75	-2,15	2,75	-1,26
F33/406m	Magnetito	0,997	3,30	0,1825	0,51966	0,51966	-13,1	6,87	-	-	-	-	-
F251-N4E	Basalto-G. Grão Pará	2,226	11,44	0,1177	0,511981	0,511981	-12,82	1,67	-	-	-	-	-

Para o cálculo de ϵ_{Nd} (Tab. 3) das rochas ígneas, foram usadas as idades de 2,75 Ga e 2,65 Ga, a primeira referindo-se a granitóides mapeados na região de Canaã dos Carajás (Sardinha *et al.* 2004) e a outra a diques de riolito/dacito presentes no vizinho depósito Cu-Au 118 (Tallarico, 2003). Não são conhecidas idades para as rochas gabróicas da região do depósito e as relações temporais entre elas e os granitóides no campo são difíceis de serem estabelecidas. Contudo, por estarem elas intimamente associadas, supõe-se que elas possam ser em grande parte contemporâneas. Para o minério, foram usadas as idades 2,53 Ga e 2,61 Ga determinadas pelo método Pb-Pb (Figs. 52 e 53). Duas amostras (F-352/44m e F251-N4E) apresentam no gráfico ϵ_{Nd} vs. t uma evolução inconsistente com o modelo utilizado, o que pode decorrer de a idade de cristalização escolhida não ter sido adequada ou de a amostra estar muito fracionada. No caso da amostra F352/44m, a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é diferente do esperado para esse tipo de rocha, razão pela qual, como antecipado acima, não foram elas aproveitadas. Os valores de ϵ_{Nd} para as rochas granitóides e minério variam entre $-4,06$ e $-2,3$, enquanto que para a amostra de gabro a variação é de $-2,15$ a $-1,26$.

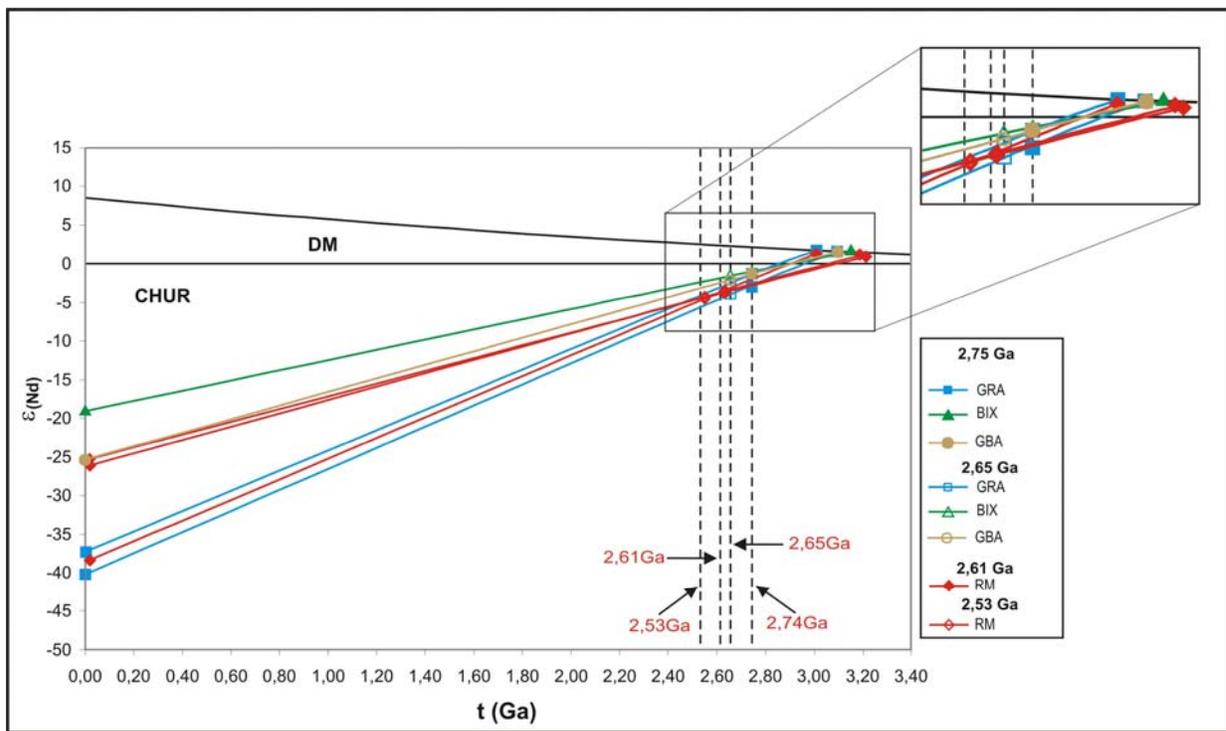


Figura 58 – Diagrama ϵ_{Nd} vs. tempo (Ga) para amostras de minério (RM), granitóides (GRA e BIX) e gabros (GBA) do depósito do Sossego.

5.3 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

5.3.1 Generalidades

A sistemática de isótopos estáveis é parte importante na investigação de depósitos minerais, particularmente no que concerne à origem dos fluidos envolvidos no transporte dos metais e na alteração hidrotermal das rochas.

Isótopos estáveis são aqueles cuja composição varia em resposta a processos físico-químicos ou biológicos. Eles possuem diferentes propriedades termodinâmicas e o seu fracionamento é dependente da temperatura. Os isótopos estáveis mais utilizados na metalogênese são H, O, C e S, e seu estudo constitui importante ferramenta na investigação de problemas relacionados com a formação de depósitos minerais.

A aplicação da geoquímica dos isótopos estáveis no estudo desses depósitos tem se baseado no entendimento dos mecanismos e do grau de fracionamento isotópico que acompanham vários processos geológicos. E uma vez complementados com estudos geoquímicos e mineralógicos, e interpretados dentro do contexto geológico em que o depósito se formou, eles podem fornecer importantes subsídios acerca da gênese do minério, a saber: 1) condições físicas (P, T e profundidade) da mineralização; 2) aspectos hidrológicos de sistemas mineralizadores, incluindo a duração da atividade hidrotermal; 3) fontes de constituintes do minério; 4) composição química dos fluidos mineralizadores; 5) mecanismos de transporte do metal e enxofre, bem como da deposição do minério; e 6) origem e processos evolutivos de magmas responsáveis por mineralizações (Ohmoto, 1986).

Os isótopos de O são geralmente estudados junto com os de H, sendo comumente usados para rastrear a origem dos fluidos hidrotermais, cujas fontes são, meteórica, marinha, geotermal, conata, magmática e metamórfica (Taylor, 1997). Já os reservatórios naturais de C são meteoritos condrícticos, basaltos de cadeias meso-oceânicas, carbonatitos, diamantes, mármore-calcários, matéria orgânica sedimentar, biomassa e CO₂ atmosférico (Rollinson, 1993).

5.3.2 Resultados de Isótopos de Carbono e Oxigênio

A calcita é o constituinte mais característico do estágio final (pós-mineralização) da alteração hidrotermal que foi perpetrada nas rochas do depósito do Sossego. Este carbonato ocorre tanto em veios/vênulas, que cortam as rochas máficas (Fig. 59) e os granitóides, como na matriz de brechas pouco ou não mineralizadas (Fig. 60), nas quais age como cimento para os fragmentos de rochas máficas e de granitos granofíricos.



Figura 59 – Fotografia de testemunho de furo de sondagem de vênula de calcita em rocha máfica. F230/65m - corpo Sequeirinho.



Figura 60 – Fotografia de testemunho de furo de sondagem de calcita em matriz de brecha. F288/185,7m -corpo Sossego.

Os dados isotópicos de C e O obtidos neste trabalho em cristais de calcita constam da Tabela 4, estando expressos em valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, os quais foram referenciados, respectivamente, aos padrões PDB (*Belemnitella americana* da Formação Peedee, Carolina do Sul) e SMOW (*Standard Mean Ocean Water*).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ registram uma média de $-5,73\text{‰}$ com variação inferior a 2‰ , se excluída a amostra F380/208m, indicando uma fonte homogênea e provavelmente mantélica para o C (Fig. 61). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, por outro lado, são mais variáveis e é possível separá-los em dois grupos com progressivo enriquecimento em ^{18}O : 1) $+4,91$ a $+5,96\text{‰}$; e 2) $+6,01$ a $+6,98\text{‰}$, o primeiro correspondendo à matriz de brecha, vênulas em rochas granitóides, vênulas em magnetitito e rocha mineralizada (52,38% das amostras), e o segundo, às vênulas em rochas máficas (33,32% das amostras). Apenas três amostras desviam-se fortemente daqueles intervalos (F380/208m, F230/65m e F163/434,8m) com valores de $+2,25$, $+9,32$ e $+16,54\text{‰}$, respectivamente (14,3% das amostras). Apesar dessa variação, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ coincidem com aqueles atribuídos às rochas formadas por processos endógenos (Fig. 62). A maioria das amostras revela uma correlação negativa com $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 63).

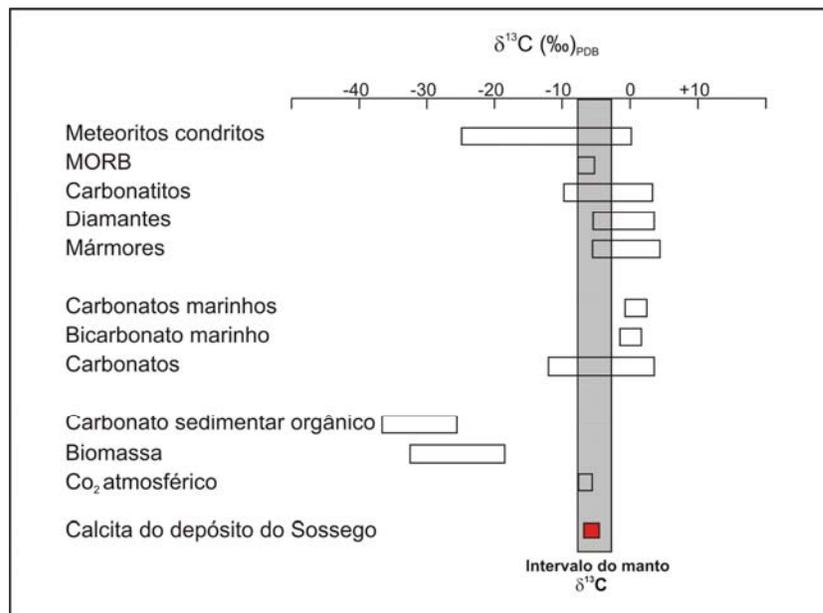


Figura 61 – Composição isotópica do C em vários reservatórios naturais (Rollinson 1993). Em vermelho, amostras de calcita do depósito do Sossego.

Tabela 4 – Resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, obtidos em calcita do depósito Sossego, e de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ calculados a 150°C e 350°C*. BAI – Corpo Baiano; SEQ – Corpo Sequeirinho; SOS – Corpo Sossego.

AMOSTRA	CORPO/MODO DE OCORRÊNCIA	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰)*	
				150°C	350°C
F204/149,2 m	BAI (vênula em rocha máfica)	-5,93	+6,01	-6,64	+1,74
F204/ 58,3m	BAI (veio em rocha máfica)	-6,65	+6,4	-6,25	+2,13
F374/205m	SEQ (vênula em rocha máfica)	-5,86	+6,98	-5,67	+2,71
F230/65m	SEQ (vênula em rocha máfica)	-6,08	+9,32	-3,33	+5,05
F33/406,5m	SEQ (vênula em magnetitito)	-6,6	+5,96	-6,69	+1,69
F254/215,8m	SOS (vênula em rocha máfica)	-5,43	+6,75	-5,90	+2,48
F254/272m	SOS (vênula em rocha máfica)	-6,23	+6,68	-5,97	+2,41
F228/101,8m	SOS (vênula em granitóide)	-5,15	+4,91	-7,74	+0,64
F228/185,7m	SOS (matriz de brecha)	-5,53	+5,28	-7,37	+1,01
F228/104,9m	SOS (matriz de brecha)	-5,83	+5,69	-6,96	+1,42
F228/190,2m	SOS (matriz de brecha)	-4,95	+5,59	-7,09	+1,32
F163/434,8m	SOS (vênula em rocha máfica)	-4,66	+16,54	+3,89	+12,27
F320/262,5m	SOS (vênula em rocha máfica)	-4,67	+6,31	-6,34	+2,04
F320/264,25m	SOS (matriz de brecha)	-5,87	+5,66	-6,99	+1,39
F320/267,4m	SOS (matriz de brecha)	-5,34	+5,68	-6,97	+1,41
F320/289,2m	SOS (vênula em rocha máfica)	-5,96	+6,15	-6,50	+1,88
F314/66,6m	SOS (vênula em granitóide)	-5,63	+5,5	-7,15	+1,23
F314/102,6m	SOS (vênula em granitóide)	-5,59	+5,12	-7,53	+0,85
F314/111m	SOS (vênula em granitóide)	-5,41	+5,57	-7,08	+1,3
F314/203m	SOS (vênula em rocha mineralizada)	-5,04	+5,37	-7,28	+1,1
F380/208m	SOS (vênula em rocha máfica)	-8,04	+2,25	-10,4	-2,02

* Cálculos com base na equação de fracionamento isotópico do par calcita-H₂O (Fonte: Friedman & O'Neil 1977).

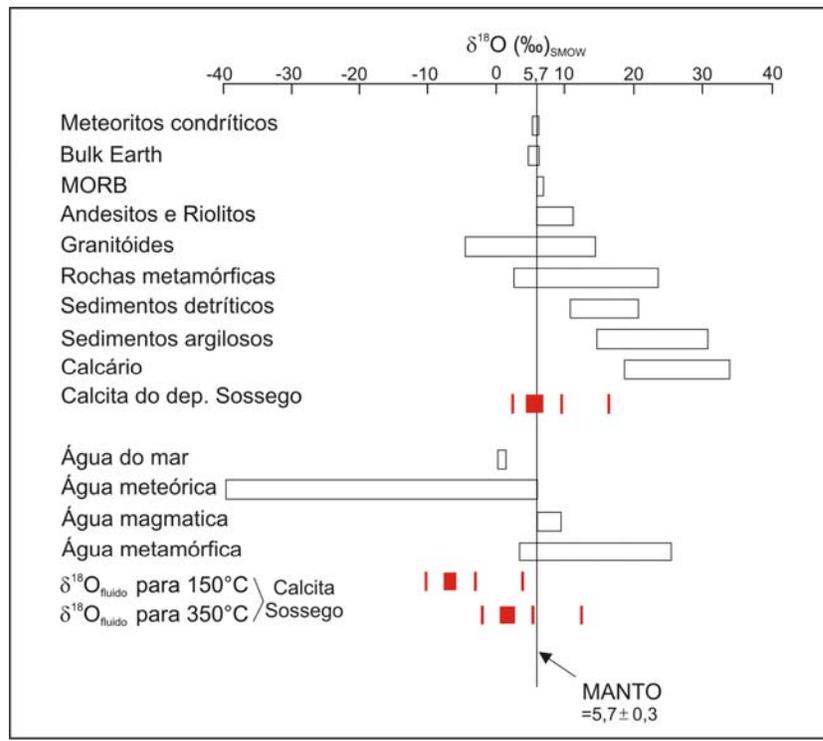


Figura 62 – Composição isotópica do O de vários reservatórios naturais (Rollinson 1993). Em vermelho, amostras de calcita do depósito do Sossego.

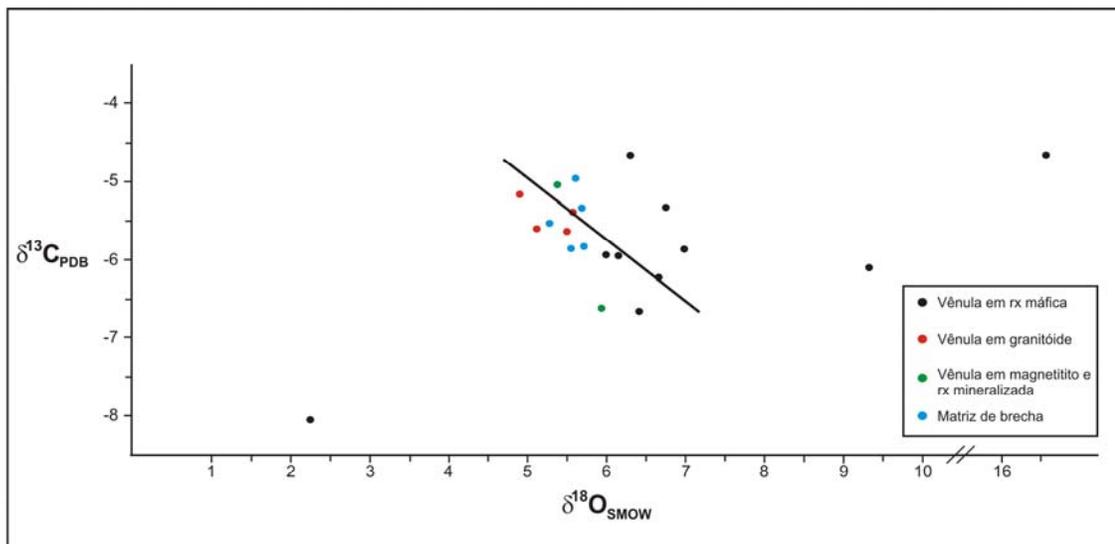


Figura 63 – Diagrama que destaca a correlação negativa entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para a maioria das amostras de calcita estudadas (Depósito do Sossego).

Estimativas da composição de $\delta^{18}\text{O}$ dos fluidos, obtidas com base na equação de fracionamento calcita- H_2O (Friedman & O'Neil 1977) estão também representados na tabela 4. Os cálculos foram feitos com temperaturas de 150 e 350°C, baseadas em dados termodinâmicos, que mostram que a associação calcopirita + epidoto + quartzo + magnetita + pirita + (clorita+muscovita) se estabiliza na faixa de 310-350°C (Beane, 1994), e em dados de temperaturas de homogeneização (150 a 300°C) medidas em inclusões fluidas aprisionadas em cristais de quartzo, apatita e calcita (Rosa *et al.*, 2006). Os resultados mostram em geral $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} < +3$. Apenas um valor (+12,27‰ a 350°C) mostra acentuada diferença dos demais.

6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 ISÓTOPOS DE CHUMBO

A relação espacial entre os corpos de minério e os granitóides do depósito do Sossego é sugestiva de que a mineralização possa estar ligada geneticamente ao magmatismo granítico. Não há, contudo, dados geocronológicos para essas rochas nem para os gabros com os quais estão associados. Tentativas de extrair cristais de zircão para datação dos granitóides durante este trabalho foram em vão, de forma que suas idades ainda são desconhecidas, impedindo uma comparação direta com as idades Pb-Pb que foram obtidas para a mineralização do Sossego. Por outro lado, existem datações para vários granitóides que ocorrem nas áreas circunvizinhas, a maioria com idades em torno de 2,76-2,74 Ga (Tab. 1). Um leucomonzogranito de $\approx 2,93$ Ga é interpretado como pertencente à zona de transição para os terrenos *granito-greenstone* de Rio Maria (Sardinha *et al.* 2004), enquanto os diques de 2,65-2,64 Ga (Tallarico 2003) devem representar uma manifestação magmática local e, a menos que novos dados indiquem o contrário, de pouca expressão na Província Mineral de Carajás.

Nesse cenário, as idades Pb-Pb de 2530 ± 25 Ma e 2608 ± 25 Ma determinadas para o corpo Sequeirinho podem ser interpretadas de diferentes maneiras, dependendo se elas têm ou não relação com o alojamento dos granitóides.

Se houver um elo genético entre a mineralização e magmatismo granítico, pelo menos duas hipóteses podem ser levadas em consideração:

Elas representariam a idade da mineralização e, neste caso, estariam ligadas ao magmatismo de 2,65 Ga que produziu os diques de riolito e dacito do vizinho depósito Cu-Au do 118. Por sinal, idades Re-Os em molibdenita dos minérios dos depósitos Serra Verde (2592 ± 12 Ma) e Gameleira (2614 ± 14 Ma) obtidas por Marschik *et al.* (2005) são próximas a desse evento magmático. Ou também poderiam estar relacionadas a outro evento registrado na bacia de Carajás, em torno de 2,56-2,57 Ga, como é o caso dos granitos Velho Salobo (2573 ± 2 Ma, Machado *et al.* 1991) e

Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma, Souza *et al.* 1996), da monazita hidrotermal do depósito Igarapé Bahia com idade 2575 ± 12 Ma (Tallarico *et al.* 2002).

1. A mineralização poderia estar relacionada ao alojamento dos granitóides da região de Canaã dos Carajás com idades que variam de 2765 a 2734 Ma (Sardinha *et al.* 2004), caso em que as idades encontradas para os sulfetos poderiam representar uma perturbação isotópica do sistema do Pb causada pelo evento tectono-termal ocorrido há 2,6-2,5 Ga.

É importante ressaltar, entretanto, que o evento granítico de 2,76-2,73 Ga é muito expressivo na região de Carajás, ao contrário daquele que ocorreu há cerca de 2,6-2,5 Ga, o qual é marcado, com base no conhecimento atual, por manifestações ígneas isoladas. Portanto, se a mineralização estiver geneticamente vinculada a granitóides, é mais provável que as idades arqueanas encontradas para os sulfetos do depósito do Sossego representem um desequilíbrio isotópico do sistema do Pb provocado por eventos subseqüentes, de natureza termal ou deformacional.

Se aquele elo genético não existir, processos metamórficos poderiam ter sido responsáveis pela mineralização. No entanto, os eventos metamórficos que ocorreram na região de Canaã dos Carajás também ainda não foram datados, o que torna difícil dizer estarem as idades Pb-Pb dos sulfetos do Sossego a eles relacionadas. Dados de campo mostram, não obstante, que os granitóides foram afetados por um evento cisalhante, tendo como importante produto as rochas ricas em biotita, e que a mineralização foi claramente posterior a esse evento (Villas *et al.* 2005). O minério tipo Sossego, hospedado em brechas com clastos de granitóides, não deixa dúvidas de que a mineralização se seguiu até mesmo à deformação dútil a que essas rochas estiveram sujeitas. Não se conhece o lapso de tempo entre a granitogênese de 2,76-2,73 Ga e o cisalhamento, mas fica evidente que, nesse estágio evolutivo, fluidos hidrotermais não só circularam em profusão em resposta aos processos metamórficos a que as rochas foram submetidas, como também foram capazes de transportar grandes quantidades de metais, dentre eles Cu e Fe (Rosa 2006).

Alguns depósitos localizados no bloco norte da PMC apresentam idades similares às encontradas neste estudo. Em Serra Verde, por exemplo, elas variam entre 2552 ± 18 Ma (Pb-Pb/calcopirita e molibdenita – Reis, 2000) e 2609 ± 13 Ma (Re-

Os/molibdenita – Marchik & Levielle, 2001), enquanto que no Igarapé Salobo a variação é de 2576 ± 8 Ma (Re-Os/molibdenita) a 2579 ± 71 Ma (Pb-Pb/calcopirita e bornita), de acordo com Requia & Fontboté (2001). Da mesma forma, Galarza (2002) obteve, além da idade da mineralização (2764 ± 22 Ma), idades em torno de 2,4 Ga em lixiviados de calcopirita do depósito Igarapé Bahia, interpretando-as como possível registro de reativações tectônicas regionais ligadas ao Sistema Transcorrente Carajás (Pinheiro & Holdsworth, 2000). No corpo Alemão do depósito Igarapé Bahia, idades Pb-Pb em Au em torno de 2,60 Ga também foram obtidas e interpretadas como resultado da abertura do sistema do Pb (Santos 2002). Em outras palavras, estas várias idades indicam a recorrência de eventos metamórficos/deformacionais entre 2,6 e 2,4 Ga na região de Carajás, alguns deles podendo ter provocado a migração de fluidos mineralizantes e a geração de depósitos de Cu-Au, dentre eles, o do Sossego. A própria idade Pb-Pb de 2530 ± 25 Ma pode significar, embora em menor escala, abertura do sistema do Pb provocado por algum evento subsequente à formação do minério.

A idade mesoproterozóica, de 1585 ± 28 Ma, determinada em sulfetos do corpo Sossego, é de mais difícil interpretação, pois, à exceção do pequeno corpo de leucogranito de Gameleira com idade U-Pb SHRIMP de $1583 \pm 9/-7$ Ma (Lindenmayer *et al.* 2001), não se tem conhecimento de outros corpos graníticos semelhantes e contemporâneos na região de Carajás. Caso essa idade tenha algum significado geológico, ela poderia estar associada ao evento termal que gerou esse leucogranito e, dessa forma, indicar uma acentuada abertura do sistema isotópico do Pb. Contra esta hipótese existe o fato de esta idade não ter sido registrada no corpo Sequeirinho, que é contíguo ao corpo Sossego, além de não haver, até agora, qualquer registro desse inexpressivo magmatismo na região de Canaã de Carajás. Muito provavelmente, a idade de 1585 ± 28 Ma não tem significado geológico.

Idades paleoproterozóicas ($\sim 1,87$ Ga/ SHRIMP) foram determinadas no vizinho depósito Cu-Au 118, em xenotima do minério maciço e de veios que cortam o minério, tendo sido interpretadas como o último episódio da mineralização daquele depósito (Tallarico 2003). Muito provavelmente essas idades registram a época do alojamento de corpos graníticos de 1,88 Ga, tão comuns na PMC.

Os valores de μ (estágio duplo) obtidos para as amostras de calcopirita do depósito do Sossego variam entre 24,0 e 28,6 indicativos de uma gênese em crosta superior (Oversby, 1976). A razão Th/U situa-se entre 3,1 e 4,03, valores estes que também sugerem uma contribuição de crosta superior ou do manto (Arndt & Todt 1994).

6.2 ISÓTOPOS DE SAMÁRIO E NEODÍMIO

A idade de 2578 ± 29 Ma, obtida em amostras do corpo Sequeirinho é, dentro dos limites dos erros, comparável com a idade Pb-Pb de 2608 ± 25 Ma, podendo ser representativa da idade da mineralização e o que foi discutido anteriormente acerca das idades Pb-Pb também se aplica aos dados obtidos com o método Sm-Nd. O intervalo correspondente à idade Pb-Pb de 2530 ± 25 Ma praticamente não se superpõe com o da idade de Sm-Nd, corroborando a idéia de que ela reflita algum desequilíbrio no sistema isotópico do Pb da amostra F33/357,1 m.

As idades-modelo (3,16 – 2,96 Ga) obtidas para o minério do Sossego são idênticas às determinadas para os granitóides (3,12 – 2,98 Ga) e, com poucas exceções, também às dos basaltos do Grupo Grão Pará (2,76-3,09 Ga, Sato & Tassinari, 1997), sugerindo que o material que o compõe pode ter sido, em grande parte, oriundo dessas rochas. Os valores negativos de $\varepsilon_{Nd(t)}$ (-4,09 e -0,94) confirmam uma origem essencialmente crustal tanto das rochas hospedeiras como do próprio minério. E como as rochas hospedeiras máficas têm, em última instância, derivação mantélica, os valores negativos de $\varepsilon_{Nd(t)}$ para os basaltos do Grupo Grão Pará (-5,7 a -0,6 – 2,76 Ga) e para a amostra F266/634m de gabro (-1,26 e -2,15 a 2,75 e 2,65 Ga, respectivamente) devem refletir o grau de contaminação crustal que essas rochas têm experimentado, via sobretudo a atividade hidrotermal.

O diagrama ε_{Nd} vs. t da figura 64 permite que se infiram as unidades litológicas que potencialmente mais contribuíram para a formação do minério do Sossego. Nele estão representados os valores de ε_{Nd} dos granitóides (amostras F266/107.7m e F33/205m), do minério (amostras F37/513m, F33/416m e F352/209m), do gabro (amostra F-266/634m), obtidos neste trabalho, bem como de basaltos do Grupo Grão Pará (quatro amostras – Sato & Tassinari, 1997) para o período entre 2,61 e 2,53

Ga(idades Pb-Pb da calcopirita). Fica evidente que as amostras do minério ocupam uma posição intermediária entre os granitóides e as rochas máficas, o que permite sugerir que os metais podem ter sido derivados dessas rochas.

Sintomaticamente, a linha que representa, no mesmo diagrama, a amostra BIX-frente de lavra (rocha rica em biotita) intercepta o campo dos basaltos do Grupo Grão Pará um pouco acima da linha referente à amostra do gabro. A despeito de seu protólito ser um granitóide, aquela amostra deve ter adquirido características isotópicas (Sm-Nd) dos basaltos via a ação dos fluidos que com eles reagiram e que transportaram muitos dos componentes nela presentes.

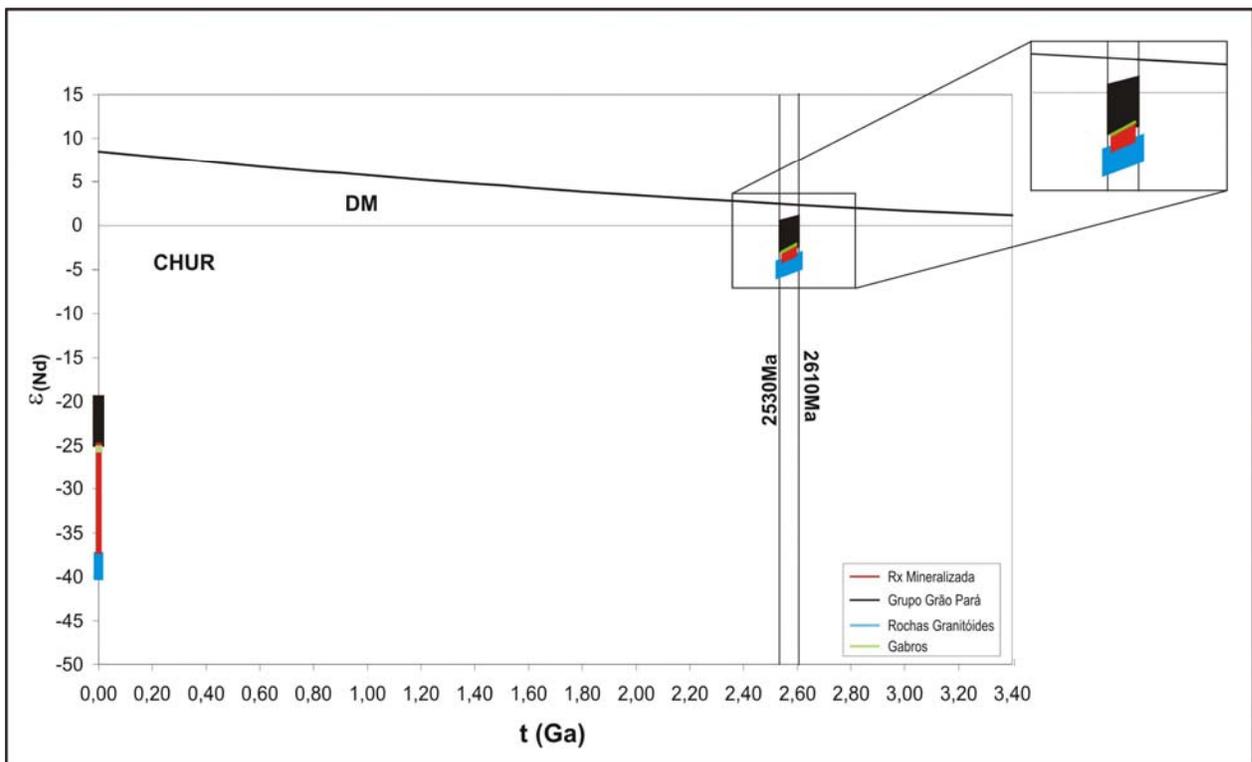


Figura 64 – Diagrama ϵ_{Nd} vs. tempo (Ga) em que são comparados os dados de ϵ_{Nd} das amostras de minério, gabro e de granitóides com os de basaltos do Grupo Grão Pará.

6.3 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

A maioria dos valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ sugere uma fonte homogênea e provavelmente mantélica para o C. Em termos de reservatórios naturais (Fig. 65), os dados de $\delta^{13}C_{PDB}$

e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ se concentram próximo ao campo dos carbonatitos, porém dentro do campo dos condritos, com apenas duas amostras afastadas das demais e localizadas na transição dos campos carbonatito-calcita hidrotermal de cadeias mesoceânicas, podendo também representar um desequilíbrio/reequilíbrio isotópico. Apesar de a calcita ter precipitado, como visto, a partir de fluidos essencialmente meteóricos, ela preserva a assinatura de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ do CO_2 mantélico e que deve ter propiciado a formação dos complexos aquosos de carbonato (HCO_3^- e/ou CO_3^{2-}) que participaram de sua deposição.

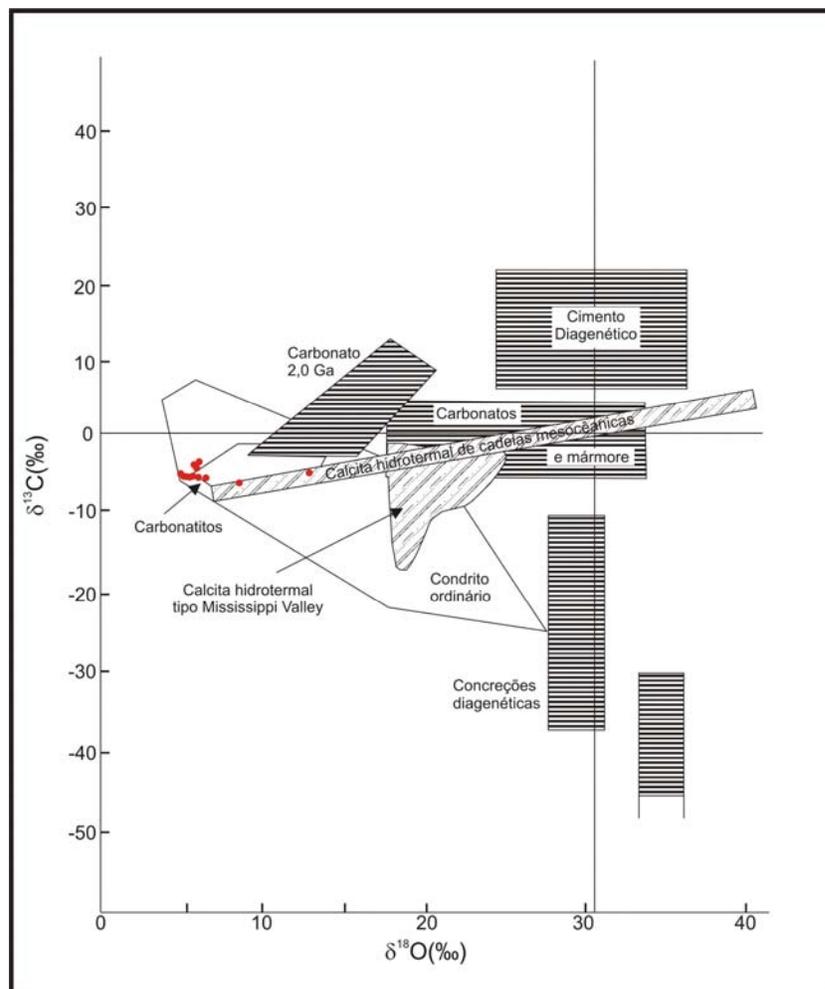


Figura 65 – Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para diversos reservatórios naturais de carbonato e condritos (modificado de Rollinson 1993). Os círculos em vermelho referem-se aos dados da calcita do depósito do Sossego (ver texto).

No diagrama da figura 66, em que estão representados vários reservatórios naturais de carbono e carbonato, observa-se que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ da calcita do depósito do Sossego são consistentes com uma fonte profunda para o C, enquanto que, majoritariamente, a combinação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ reforça uma provável filiação carbonatítica, o que é corroborado pelos teores anômalos de P e ETR dos corpos de minério (Villas *et al.* 2001). Em outros depósitos de Carajás, onde estudos isotópicos em carbonatos também foram realizados (p. ex. depósito Igarapé Bahia), os dados indicam que parte do C tem forte contribuição mantélica (Dreher & Xavier, 2005).

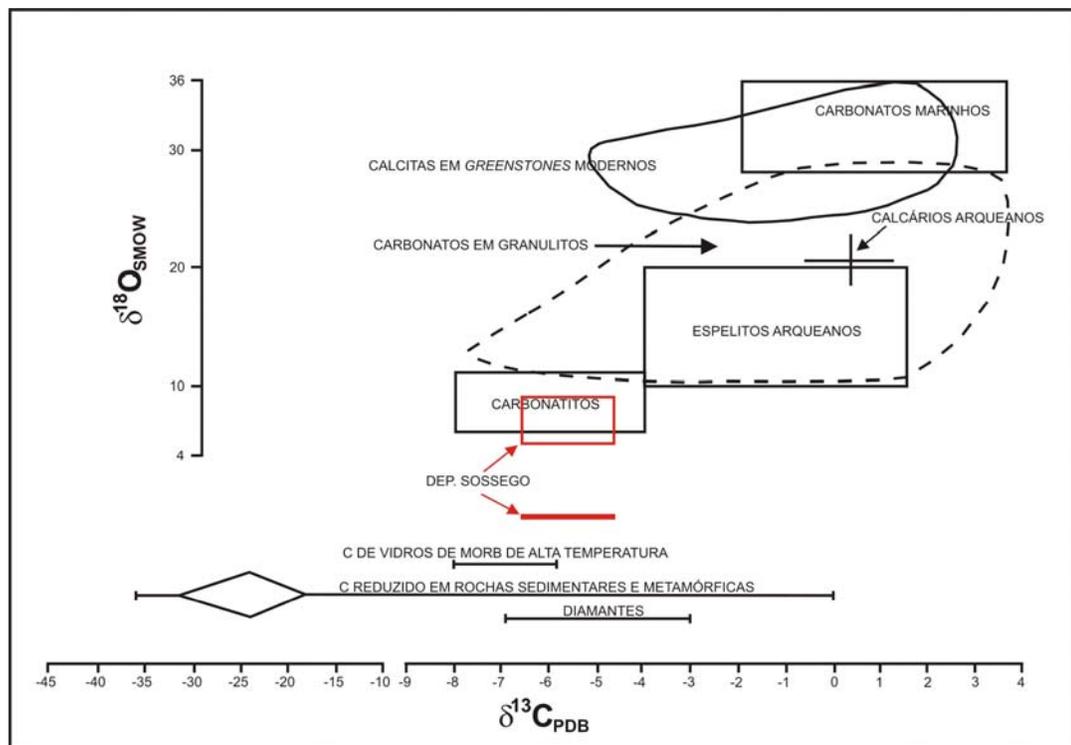


Figura 66 – Diagrama da variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ para carbono e carbonatos de vários reservatórios naturais (modificado de Kerrich, 1989). O traço e o retângulo em vermelho referem-se à calcita do depósito do Sossego.

Na figura 67 estão representados os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de carbonatos dos depósitos do Igarapé Bahia (Tazava 1999; Dreher & Xavier 2005) e do Sossego (este trabalho; Monteiro *et al.*, no prelo). Tazava (1999) interpreta os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-9,3 a -5,8‰) como relacionados a fluidos homogêneos ricos em CO_2 magmático, e os de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (0,7 a 9,4‰) indicativos de mistura de soluções

magmáticas e meteóricas, enquanto Villas *et al.* (2001) concluem pela participação de C de origem magmático-mantélica, no que são acompanhados por Dreher & Xavier (2005) os quais, adicionalmente, interpretam que parte do C foi de derivação orgânica. Os dados de Monteiro *et al.* (2004) para a calcita do depósito do Sossego acusam valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-6,03 a -4,13‰), que seriam coerentes com a derivação de carbono de fontes magmáticas, bem como um empobrecimento progressivo de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ do estágio pré-mineralização para os estágios associados à mineralização e aos veios tardios. Mostram ainda uma tendência de covariância negativa no espaço $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$, semelhante ao que foi observado com os dados de calcita deste trabalho. Esta correlação negativa pode indicar um processo evolutivo comum para o C e O, ou ainda pequena modificação na composição do fluido a partir do qual precipitou o carbonato, ou mesmo variação na temperatura de formação. As amostras que não se conformam a essa relação podem ser resultado de distintos processos e condições de formação, ou mesmo de diferentes fontes.

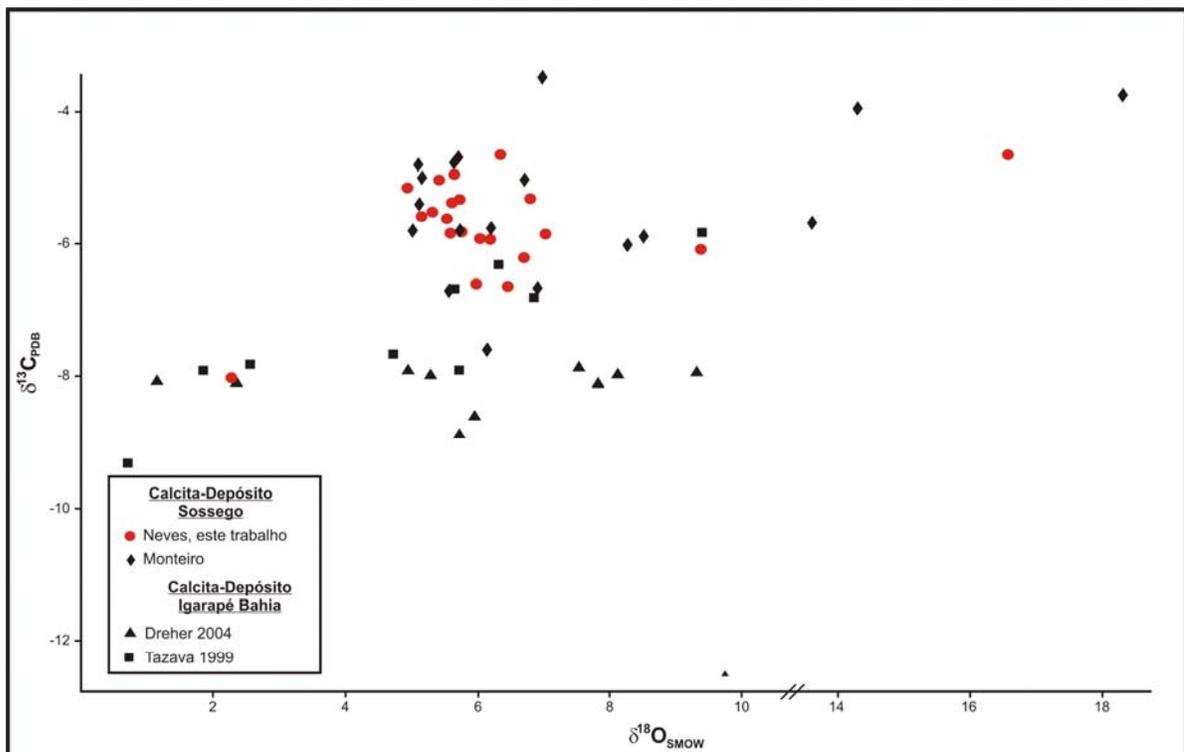


Figura 67 – Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ em que constam os dados de carbonatos dos depósitos do Sossego e Igarapé Bahia (PMC).

Com relação à composição dos fluidos, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ são semelhantes aos obtidos por Monteiro *et al.* (submetido) para os corpos Sequeirinho (+1,0 a -0,6‰ a 300-250°C) e Sossego (-0,1 a -0,9‰ a 300°C) e consistentes com o influxo de águas meteóricas no sistema hidrotermal do depósito do Sossego, o que também foi evidenciado com estudos de inclusões fluidas (Rosa *et al.* 2006). O valor mais elevado (+12,27‰ a 350°C) pode indicar um desequilíbrio pós-mineralização, porém mais provavelmente aponta para alguma contribuição metamórfica e/ou magmática mesmo no estágio final da evolução do sistema hidrotermal do Sossego (Fig. 62), o que também foi interpretado para o corpo Pista, onde foi obtido $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = +11,5\text{‰}$ a 350°C (Monteiro *et al.*, submetido).

7 CONCLUSÕES

Na área do depósito do Sossego foram identificados granitóides, rochas máficas e ricas em biotita, hidrotermalitos, brechas, além de diques de colocação mais tardia. Essas rochas são isótropas a bastante foliadas e estão via de regra muito hidrotermalizadas.

As rochas granitóides são de composição original predominantemente quartzodiorítica, mostram granulação heterogênea, sendo constituídas principalmente por albita, quartzo, K-Cl-Fe-hastingsita, actinolita, epidoto e clorita. Ocorrem variedades porfíricas cuja matriz é composta sobretudo de albita, quartzo, epidoto e actinolita, com fenocristais de quartzo e albita nela imersos. As rochas máficas, que correspondem a diabásios/gabros, consistem de escapolita, albita, anfibólio, epidoto e clorita. O actinolitito representa um caso extremo da alteração hidrotermal desse grupo de rocha, com teores de actinolita superiores a 50%.

As rochas ricas em biotita são de dois tipos: um levemente orientado, com textura granoblástica, e constituído por Cl-biotita, Cl-K-Fe-hastingsita, quartzo, marialita e albita; e outro fortemente orientado, de textura porfiroblástica, em que cristais estirados de quartzo e albita destacam-se em uma matriz fina acompanhando os planos de foliação milonítica. Essas rochas muito provavelmente representam granitóides que, ao serem deformados, interagiram com fluidos que previamente migraram através de leitões evaporíticos e/ou exalitos.

Os hidrotermalitos são representados pelos magnetititos e corpos de minério. Os primeiros são de origem metassomática e caracterizados pela abundância de magnetita e quantidades menores de calcopirita, epidoto, actinolita, apatita, albita e clorita. Os corpos de minério consistem principalmente de sulfetos (calcopirita>>>siegenita+pirita), magnetita, apatita (rica em F ou Cl), clorita, actinolita-Cl-K-Fe-hastingsita, Cl-biotita e quartzo. A calcopirita forma concentrações semimaciças a maciças, embora também ocorra em disseminações e vênulas com trama local semelhante ao estilo *stockwork*.

As brechas são formadas por clastos angulosos de rochas vulcânicas máficas cimentados por carbonatos e por clastos destas mesmas rochas e de granitóides

imersos em matriz rica em sulfetos, enquanto os diques são representados por diabásios/gabros e por quartzodioritos e riolitos/riodacitos.

os principais processos de alteração hidrotermal registrados nessas rochas são albitização, cloritização, actinolização, epidotização, silicificação e escapolitização, sendo os dois primeiros mais comuns nas rochas granitóides e o último nas rochas máficas. nos granitóides milonitizados foram intensos os processos de biotitização, escapolitização e anfibolitização. a carbonatação, que foi mais notável no corpo sossego, marca o estágio final da alteração hidrotermal.

estudos de isótopos de pb em amostras de calcopirita do minério forneceram idades de 2530 ± 25 ma, 2608 ± 25 ma (corpo sequeirinho) e 1585 ± 28 ma (corpo sossego).

Os valores arqueanos foram interpretados levando-se em conta se houve ou não elo genético entre a mineralização e as rochas granitóides. No primeiro caso, levantou-se a hipótese de que eles poderiam representar a idade da mineralização, a qual estaria, então, ligada ao evento magmático que deu origem aos diques de riolito e dacito, datados no vizinho depósito do 118 em 2654 ± 9 e 2645 ± 9 Ma (Tallarico, 2003), ou mesmo ao evento que deu origem aos granitos Velho Salobo (2573 ± 2 Ma, Machado *et al* 1991) e Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma, Souza *et al.* 1996). Pelo fato de o magmatismo granítico de $\approx 2,6$ Ga ter pouca expressão em Carajás, a mineralização estaria muito provavelmente ligada ao significativo evento granítico ocorrido na região de Canaã de Carajás há 2,76-2,73 Ga, (Sardinha *et al* 2004), e as idades Pb-Pb dos sulfetos representariam uma perturbação isotópica do sistema do Pb causada pelas manifestações ígneas de 2,6 Ga. Em não existindo aquele elo genético, a mineralização poderia estar relacionada a processos metamórficos, junto com os quais zonas de cisalhamento foram desenvolvidas. Importa assinalar que dados de campo mostram que a mineralização é posterior ao evento cisalhante e que as características mineralógicas e químicas das rochas ricas em biotita são indicativas de que elas derivam da interação com fluidos de alta salinidade. Vários autores destacam que em escudos pré-cambrianos (p. ex. Fenoscândia, Frietsch *et al.* 1997) a mineralização Cu-Au está associada com rochas que estiveram sujeitas a intenso metassomatismo de

Na e Fe, e muitos de seus minerais constituintes, ricos em cl, resultam de fluidos liberados durante o metamorfismo de seqüências que incluem leitos evaporíticos ou exalitos.

Quanto à idade mesoproterozóica (1585 ± 28 Ma), é pouco provável que tenha significado geológico. Caso tenha, poderia estar relacionada ao evento termal que gerou o leucogranito de Gameleira ($1583 \pm 9/-7$ Ma; Lindenmayer *et al.* 2001), mas ainda não reconhecido na região de Canaã de Carajás, e refletir uma reomogeneização isotópica do Pb a essa época. Difícil seria explicar o não registro desta idade no contíguo corpo Sequeirinho.

A idade Sm-Nd (rocha total) de 2.578 ± 29 Ma, obtida para amostras de minério, é, dentro dos limites dos erros, eqüivalente à idade 2608 ± 25 Ma (Pb-Pb) e pode ser interpretada da mesma forma que as idades arqueanas o foram. Idades-modelo determinadas para o minério (3,16 – 2,96 Ga) são muito semelhantes às encontradas para os granitóides do depósito (3,12 – 2,98 Ga) e também aos basaltos do grupo Grão Pará (2,76-3,09 Ga, Sato & Tassinari, 1997), indicando que o minério guarda características isotópicas das fontes dos magmas que geraram essas rochas. ϵ_{nd} de -4,09 a -0,94 apontam para uma origem crustal para as rochas do depósito e, com base em diagrama $\epsilon_{nd} \times t$, é plausível se admitir que os metais dos minérios foram derivados tanto dos granitóides como das rochas máficas, em especial dos basaltos do grupo grão Pará. Isto certamente explicaria os teores anômalos de Ni e Co detectados no minério.

Dados de isótopos de carbono, obtidos em calcita do depósito do Sossego indicam fonte provavelmente mantélica para o carbono. Em termos de reservatórios naturais, os valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ e $\delta^{18}O_{SMOW}$ sugerem fonte profunda para o C, com provável filiação carbonatítica, como evidenciado em outros depósitos da bacia de Carajás.

A maioria dos valores de $\delta^{18}O_{fluido}$ ($-7,74$ a $-3,33\text{‰}$ – $150^{\circ}C$ e $+0,64$ a $+5,05\text{‰}$ – $350^{\circ}C$) indica uma forte participação de fluidos meteóricos no sistema hidrotermal. O valor mais discrepante ($+12,27\text{‰}$ a $350^{\circ}C$) pode sugerir algum desequilíbrio isotópico,

ou alguma contribuição de fluidos magmáticos ou mesmo metamórficos naquele sistema.

Apesar das especulações, a integração de dados de campo, mineralógicos, isotópicos (radiogênicos e estáveis), obtidos neste trabalho, e de inclusões fluidas (Rosa 2006), permite dizer que a mineralização ocorreu entre 2,76 e 2,60 Ga e estaria ligada a processos metamórfico-deformacionais que desencadearam a migração de fluidos, os quais adquiriram elevadas salinidades ao reagirem com seqüências ricas em haletos e, em decorrência, capacidade de transportar grandes quantidades de metais, dentre eles Cu e Fe.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMADA M.C.O & VILLAS, R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**. 29: 575-592.
- ALTHOFF, A.M.R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.; DALL'AGNOL, ER. 1995. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Ciências da Terra)** 7: 5-26.
- ALTHOFF, A.M.R.; VILLAS, R.N.; GIULIANI, G. 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará: evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. **Geoch. Brasiliensis**, 8 (2): 135-155.
- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara-SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 3. Belém, 1991. **Anais...** Belém, SBG, p.130-141.
- ALVARENGA, C.J.S; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia Belts. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; TOMAZ FILHO, A.; CAMPOS D.A. (Ed.) **Tectonic Evolution of South America**. p 183-193.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. **Projeto especial de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás**: Subprojeto Recursos Minerais: Folha Sb.22-Z-A Serra dos Carajás – Estado do Pará. Brasília DNPM/CPRM. 136p.
- ARAÚJO, O.L.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATTINO AMERICANO. Geol. 7. Belém, **Anais...** Belém, SBG. p. 324-338.
- ARNDT, N.T. & TOLD, W. 1994. Formation of the 1,9Ga-old Trans Hudson continental crust: Pb isotopic data. **Chemical Geology**. 118, p. 9-26.
- AVELAR, V.G.; LAFON J.M.; CORREIA, F.C. JR; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocrológicos. **Revista Brasileira de Geociências**. 29: 453-460.
- BARROS, C. E. M. 1991. **Evolução petrológica e estrutural do gnaiss Estrela, Curionópolis, PA**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 134p. (Dissertação de Mestrado).

- BARROS, C. E. M.; 1997. **Pétrologic et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 G.a) et son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Metalérea de Carajás, Brésil)**. Université Henri Nancy Poncaré. (PhD Thesis).
- BARROS, C. E. M. & BARBEY, P. 2000. Carajás Mining Province: Shear belt or plutono-metamorphic belt?. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS 31. Rio de Janeiro. **Abstract...** Rio de Janeiro, IUGS. CD-ROM.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. **Journal South America Earth Science** ., 10 (3-4): 321-330.
- BARROS C.E.M.; MACAMBIRA M.J.B.; BARBEY Y. 2001. Idade do zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 7., Belém, SBG, p. 17.20.
- BEANE, R. E. 1994. A graphic view of hydrothermal mineral stability relations. In: LENTZ D.R. (Ed). **Alteration and alteration processes associated with ore-formings systems**. Geol. Assoc. Canada, p. 1-30. (Short Course Nots, 11).
- CARVALHO, E. DE R.; SOUZA FILHO, C.R.; XAVIER, R.P.; MONTEIRO, L.V.S. 2004. Aplicação da espectroscopia de reflectância no estudo da alteração hidrotermal no depósito de óxido de Fe-Cu-Au de Sossego, Província Mineral de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá (MG). Resumos, Araxá, SBG. 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 Emilio Goeldi**, 7: 199-235.
- CUNHA, B.C.C; SANTOS, D.B; PRADO, P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região de Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 33. Rio de Janeiro, **Anais...**, Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p 873-885.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Cantral Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. **Mineral Petrology** **50**: 113–138 Centre, Spec. Publ. 1a.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M; LEITE, A.A.S.; JORGE JOÃO, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: INTERN. SYMP. ON GRAN. AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador. **Excursions Guide...** Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais – SGRM. p.135-161.

- DEPAOLO, D. J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic botholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. **Journal Geophys. Research.** 86 (B11): 10470-10488.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfia da Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA. 35, Belém. **Anais...** Belém, SBG, p 11-54.
- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. 1979. Plumbotectonics, The Phanerozoic. In: BARNES, H.L., (Ed). **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**, 2nd Ed.: New York, Wiley Interscience, p. 22-70.
- DREHER, A. M. 2004. **O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético.** Campinas. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências, 221p. (Tese de Doutorado).
- DREHER, A.M. & XAVIER, R.P. 2005. The igarapé Bahia deposit, Carajás: A Fe oxide (Cu-Au) hydrothermal system evolved in a submarine archean setting. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1. Gramado (PR). **Resumos**, Gramado, SBM. CD-ROM.
- DREHER, A.M. & XAVIER, R.P. 2006. Geologic and isotopic constraints on fluid source for the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Belém (PA). **Resumos**, Belém. CD-ROM.
- DUARTE, K. D. 1992. **Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria-PA): um exemplo de granito “*stricto sensu*” arqueano.** Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 217p. (Dissertação de Mestrado).
- DUARTE, K. D.; PEREIRA, E. D.; DALL’AGNOL, R.; LAFON, J. M.; 1991. Geologia e geocronologia do Granito Mata Surrão – sudeste de Rio Maria (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 3. Belém, 1991. **Anais..** . Belém, SBG.p. 7-20.
- FAURE, G. 1986. Principles of isotope geology. 2. Ed. New York, John Wiley & Sons. 589p.
- FERREIRA, M.S.; BARROS, C.E.M.; FANTON, J.; MORAIS, R.P.S.; SCABORA, J.A. 2006. Metamorfismo e deformação de rochas dos depósitos de Sequeirinho-Sossego, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 43, Aracaju (SE). **Resumos**, Aracaju, SBG. CD-ROM.
- FRIETSCH, R.; TUISKU, P.; MARTINSSON, O.; PERDAHL, J.-A. 1997. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. **Ore Geol. Reviews**, 12: 1-34.

- GALARZA, M.A. & MACAMBIRA, M.J.B. 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**, 3. Belém. **Anais...** Belém, SBG. p. 153-168.
- GALARZA, M. A., MACAMBIRA, M. J. B. VILLAS, R. N. 2002. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa, SBG, p. 493.
- GOIA, S.M.C.L. & PIMENTEL, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **72(2)**: 219-245.
- GULSON, B.L. 1986. Lead Isotopes in Mineral Exploration. Amsterdam. Elsevier.
- HOEFS J. 1987. Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 241p.
- HUHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino arqueano Planalto, regão da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 5, **Bull Extended Abstr**, Manaus, SBG, pp 140-143.
- HUHN, S.R.B.; SOARES, A.D.V.; SOUZA, C.I.J.; ALBUQUERQUE, M. A.C.; LEAL, E.D.; VIEIRA, E.A.P.; MASOTTI, F.S.; BRUSTOLIN, V. 2000. The Cristalino copper-gold deposit, Serra dos Carajás, Pará. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS, 31, Rio de Janeiro, **Abstr. Vol.** Rio de Janeiro, IUGS. CD-ROM.
- HUNT, J.; BAKER, T.; THORKEKELSON, D. 2005. Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. **Mineralium Deposita**. 40:492-514.
- JOHNSON, J.P. & MCCULLOCH, M.T. 1995. Sources of mineralising fluids for the Olympic Dam deposit (South Australia): Sm-Nd isotopic constraints. **Chemical Geology**. 121, p. 177-199.
- KERRICH, R. 1989. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zones hosted mesothermal Au deposits. In: BURSNALL, J.T. (Ed.). **Mineralization and shear zones**. Geol. Assoc. Canada, Short Course notes, v. 6, p. 129-197.
- LAMBERT, D.D.; FOSTER, J.G.; FRICK, L.R.; RIPLEY, E.M. 1999. Re-Os isotope geochemistry of magmatic sulfide ore systems. In: LAMBERT D.D. AND RUIZ J. (Ed.): Application of radiogenic Isotopes to ore deposit research and exploration. **Economic Geology**. Reviews. 12, p.29-57.

- LANCASTER OLIVEIRA, J.; 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. 31st . In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro, **Abstracts Volume**, Rio de Janeiro. CD-ROM.
- LEITE, A.A. DA S. 2001. **Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xingara, SE do Craton Amazônico**. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 330p. (Tese de Doutorado).
- LIMA, F.D. 2002. **Evolução tectônica da terminação leste da falha Carajás, sul do estado do Pará**. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 96p. (Dissertação de Mestrado).
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. **Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism**. University of Western Ontario, Canada. 406p. (Tese de Doutorado).
- LINDENMAYER, Z.G.; FLECK, A.; GOMES, C.H.; SANTOS, A.B.S.; CARON, R.; PAULA, F.C.; LAUX, J.H.; PIMENTEL, M.M.; SARDINHA, A.S. 2005. Caracterização geológica do alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T; RAMOS, B.W. (eds.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília. DNPM; CT/Mineral; ADIMB. p. 153-227.
- LINDENMAYER, Z.G.; PIMENTEL, M.M.; RONCHI, L.H.; ALTHOFF, F.J.; LAUX, J.H.; ARAÍJO, J.C.; FLECK, A.; BAECKERC.A.; CARVALHO, D.B.; NOWATZKI, A.C. 2001. Geologia do depósito Cu-Au de Gameleira, serra dos Carajás, Pará. In: JOST, H.; BROD, J.A. & QUEIROZ, E.T. (Ed.) **Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros**. DNPM/ADIMB. p. 80-139.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. **Precambrian Research**, 49: 329-354.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; LINDENMAYER, D. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Mineral de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, **Anais...** Belém, SBG. p. 1468-1477.
- MANHÈS, G. 1982. **Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire**. Université de Paris VII, Paris, 249p. (PhD Thesis).
- MARSHIK, R. & LEVEILLE, R.A. 2001. Iron oxide copper-gold deposits in South America: La Candelaria, Chile, and Sossego, Brazil. **Geological Society of America Annual Meeting, Boston MS**, p.1-10, Abstract end Program, p A-2.

- MARSCHIK, R.; MATHUR, R.; RUIZ, J. 2005. Late archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Crajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re-Os. **Mineralium Deposita**. 39: 983-991.
- MCCREA, M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. **Journal of Chemical Physics**, 18: 849-857.
- MEDEIROS NETO, F. A.; VILLAS, R. N.; 1985. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E-Pojuca, serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 2, Belém. **Proceedings**, Belém, vol. 3, SBG. p. 97-112.
- MONTEIRO L.V.S., XAVIER R.P., CARVALHO E.R., HITZMAN M.W., JOHNSON C.A., SOUZA FILHO C.A., TORRESI I. Vertical and temporal zoning of alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. (submetido a **Mineralium Deposita**).
- MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; CARVALHO, E.R.; SOUZA FILHO, C.R.; FANTON, J.J.; NUNES, A.R.; MORAIS, R. 2004. O depósito de óxido de ferro-Cu-Au de Sossego, Carajás: Evolução do sistema hidrotermal com base na química mineral e geotermobarometria. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 42, Araxá (MG). **Resumos**, Araxá, SBG. CD-ROM.
- MORAIS, R.P.S. & ALKMIM, F.F. 2005. O controle litoestrutural da mineralização de cobre do Depósito Sequeirinho, Canaã dos Carajás, PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1, Gramado (RS). **Resumo expandido**, Gramado, SBG. CD-ROM.
- NEVES, M.P.; VILLAS, R.N.; MOURA, C.V.; GALARZA, M.A.; AIRES, B.; MAURITY, C. 2006. Estudos isotópicos (Pb, C e O) no depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE AMAZÔNIA., 9. Belém (PA). **Resumo Expandido**, Belém. SBG. CD-ROM.
- NOGUEIRA A.C.R.; TRUCKENBRODT W; PINHEIRO R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Precambriano da Serra dos Carajás: Redescrição e redefinição litoestratigráfica. **Boletim Museu Paraense Emilio Goeldi (série Ciências da Terra)**. 7: 177-197
- NUNES, A.R; DO REGO, J.L.; MEIRELES, H.P.; TALLARICO, J.B.C.; LIMA DA SILVA, P.E.; SIQUEIRA, J.B.; STEWANATO, R.; FERREIRA, F.J.F. 2001. A descoberta do depósito de Breves na Província Mineral de Carajás. In: SIMPOSIO GEOLOGIA AMAZÔNIA 7, Belém. Sessão Temática III: Metalogênese/Geologia econômica.
- OEN, I.S. & LUSTENHOUWER, W.J. 1992. Cl-rich biotite, Cl-K hornblende, and Cl-rich scapolite in meta-exhalites: Nora, Bergslagen, Sweden. **Economic Geology**. v. 87, p.1638-1648.

- OHMOTO, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR Jr, H.P.; O'NEIL, J.R. (Ed.) **Stable isotopes in high temperature geological processes**. Mineralogical Association American, Reviews in Mineralogy, v.16, p. 491-559.
- OHMOTO H & GOLDHABER M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: BARNES H.L. (Ed.) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**, 3rd Edition, JOHN WILEY & SONS, New York, p. 517-612.
- O'NEIL, J.R.; CLAYTON, R.N.; MAYEDA, T.K.. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. **J. Chem. Phys.** 51: 5547-5558.
- OVERSBY, V.M. 1976. Isotopic ages and geochemistry of Archean acid igneous rocks from the Pilbara, western Australia. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 40(7): 817-829.
- PHILPOTTS, J.; TATSUMOTO, M.; LI, X.; WANG, K. 1991. Some Nd and Sr isotopic systematics for the REE-enriched deposit at Bayan Obo, China. **Chem. Geol.**, 90: 177-188.
- PINHEIRO, R.V.L. 1997. **Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil**. University of Durham. Department of Geological Sciences. (PhD Thesis).
- PINHEIRO, R. V. L.; HOLDSWORTH, R. E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cratón Amazônico, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**. 30 (4): 597-606.
- REIS, F.N. 2000. **Origem e evolução do depósito de sulfetos de Serra Verde, Curionópolis (PA), com base em dados geocronológicos, petrográficos, mineralógicos e isotópicos de Pb**. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de geociências, 229p. (Tese de Mestrado).
- REIS, F.N. & VILLAS, R.N. 2002. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, 32: 639-656.
- RÉQUIA, K. & FONTBOTÉ, L. 2001. The Salobo iron oxide copper-gold hydrothermal system. Carajás Mineral Province, Brazil. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, ANNUAL MEETING, 33. Santiago. **Abstracts with programs...** v. 6. p. 2.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 37, São Paulo. **Bol. Res. Exps**. São Paulo, SBG. v. 2 p. 183-184.
- ROLLINSON, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Ed. Longman. 352p.

- ROSA, A.G.N. 2006. **Estudo do paleossistema hidrotermal do depósito Cu-Au do Sossego, região de Carajás, com base em inclusões fluidas.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Dissertação de Mestrado) no prelo.
- ROSA, A.G.N.; VILLAS, R.N.; AIRES, B.; MAURITY, C. 2006. Estudo do paleossistema hidrotermal associado ao depósito Cu-Au do Sossego, região de Carajás, com base em inclusões fluidas. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 7. Belém (PA). **Resumo Expandido**, Belém, SGB. CD-ROM.
- RUIZ, J & MATHUR, R. 1999. Metallogenesis in continental margins: Re-Os evidence from porphyry copper deposits in Chile. In: LAMBERT D.D. AND RUIZ J. (Ed.): Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration. Reviews. In: **Economic Geology**. 12, p. 59-72.
- SANTOS, M.G.S. 2002. **Estudos dos isótopos de Pb e Nd do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA).** Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de geociências. 121 p. (Dissertação de Mestrado).
- SARDINHA, A.S.; DALL'AGNOL, R.; GOMES, A.C.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 42. Araxá (MG). **Resumos**, Araxá, SBG. CD-ROM.
- SATO, k & TASSINARI, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no cratón Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculadas em evolução do estágio simples e estágio duplo. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (coords.) **Contribuição à Geologia da Amazônia**. Belém, FINEP/SBG. p. 91-142
- SILVA, C.M.G. & VILLAS, R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfides ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. **Rev. Bras. Geociênc.** 28: 331-334.
- SILVA, C.M.G., MACAMBIRA, M.J.B.; VILLAS, R.N.N. 2001. Depósito de Cu-Au de Águas Claras: Resultados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém (PA). **Resumo Expandido**. Belém, SBG. CD-ROM.
- SILVA, G. G.; LIMA, M. J. C.; ANDRADE, A. R. F.; ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, 1974. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. In: PROJETO RADAM-BRASIL.

- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granites deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém, **Resumos Expandidos**, Belém, SBG. p.380-382.
- STACEY, J.S. & KRAMERS JD. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth Planet. Science Letters**, 26, 207-221.
- TALLARICO, F.H.B. 2003. **O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil**. UNICAMP. Campinas, São Paulo. 229p. (Tese de Doutorado).
- TALLARICO, F.H.B.; FIGUEIREDO, B.R.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R.; REGO, J.L. 2002. Shrimp II U-Pb constraints on the age of the Igarapé Bahia Fe-Oxide Cu-Au (U-REE) mineralization, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) Olympic Dam-type deposit. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 41. João Pessoa (PB). **Anais...** João Pessoa, SBG. p. 222.
- TALLARICO, F.H.B.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; FIGUEIREDO, B.R.; CARVALHO, J.B.; REGO, J.L.; NUNES, A.R. 2004. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of The Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás Brazil. **Mineralium deposita**. 39: p. 68-86.
- TALLARICO, F.H.B.; OLIVEIRA, C.G.; FIGUEIREDO, B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. **Rev. Bras. Geociênc.** 30: 230-233.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**. 22: 174-182.
- TAYLOR JR., HP. 1997. Oxygen and hydrogen isotopes relationships in hydrothermal mineral deposits. In: BARNES H.L. (Ed.) **Geochemistry Of Hydrothermal Ore Deposits**, 3rd edition, John Wiley & Sons, New York, p. 229-302.
- TAZAVA, E. 1999. **Mineralização de Au-Cu(± ETR-U) associada às brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA**. Ouro Preto. Universidade Federal de Ouro Preto. MG. 81p. (Dissertação de Mestrado).
- TOSDAL, R.M.; WOODEN, J.L.; BOUSE, R.M. 1999. Pb isotopes, ore deposits and metallogenic terranes. In: LAMBERT D.D. AND RUIZ J. (Ed.): Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration. Reviews. **Economic Geology**. 12, p. 1-28

- TRENDALL, A.F.; BASEI, M.A.S.; LAETER, J.R.; NELSON, D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. **Journal of South American Herat Sciences**, 11: 265-277.
- VILLAS, R.N. & SANTOS, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: Deposit types and metallogenesis. **Mineralium Deposita**. 36: 300-331.
- VILLAS, R.N.; GALARZA, M.A.; ALMADA, M. Do C.; VIANA, A.S.; RONZÊ, P. 2001. Geologia do depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. In: JOST, H.; BROD, J.A. & QUEIROZ, E.T. (Ed.) **Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros**. DNPM/ADIMB. p. 215-240.
- VILLAS, R. N.; LIMA, L.F.O.; NEVES, M.P.; LAMARÃO; C.N.; FANTON, J.;MORAIS, R.; 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no Depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA,1, Gramado (RS). **Resumo Expandido**. Gramado, SBG. CD-ROM.
- VILLAS, R.N.; NEVES, M.P.; SOUSA, F.; LIMA, L.F.; LAMARÃO, C.; XAVIER, R.P.; FANTON, J.J; MORAES, R. 2004. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do Depósito Sossego, Província Mineral de Carajás (PMC). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 42, Araxá (MG). **Resumos**, Araxá, SBG. CD-ROM.
- WINTER, C.J. 1994. **Geology and base-metal mineralization associated with archean iron-formation in the Pojuca corpo quarto**. Deposit, Carajás, Brazil. University of Southampton. 300p. (Tese de Doutorado).
- XAVIER, R.P.; DREHER, A.M.; MONTEIRO, L.V.S.; ARAÚJO, C.E.G.; WIEDENBERCK, M.; RHEDE, D. 2006. How was high salinity acquired by brines associated with Precambrian Cu-Au systems of the Carajás Mineral Province (Brazil)? Evidence from boron isotope composition of tourmaline. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Belém (PA). **Resumos**, Belém. CD-ROM.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics – The model. **Tectonophysics**, 75: 135 -162.