



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ROCHAS ENCAIXANTES, ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E
CARACTERIZAÇÃO DOS FLUIDOS RELACIONADOS À
FORMAÇÃO DO CORPO SEQUEIRINHO DO DEPÓSITO Cu-Au
DO SOSSEGO, REGIÃO DE CARAJÁS.**

**Dissertação apresentada por:
ANA GLÓRIA NORONHA ROSA**

**BELÉM
2006**

À minha família e amigos que foram de grande importância para a concretização deste sonho.



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

**ROCHAS ENCAIXANTES, ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E
CARACTERIZAÇÃO DOS FLUIDOS RELACIONADOS À
FORMAÇÃO DO CORPO SEQUEIRINHO DO DEPÓSITO
Cu-Au DO SOSSEGO, REGIÃO DE CARAJÁS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

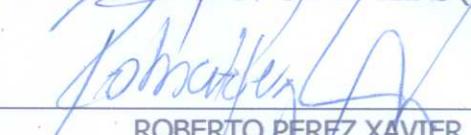
ANA GLÓRIA NORONHA ROSA

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

Data de Aprovação: **04 /09 / 2006**

Comitê de Dissertação:


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (Orientador)


ROBERTO PEREZ XAVIER


MÁRCIO DIAS SANTOS

Belém

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

R788r Rosa, Ana Glória Noronha
Rochas encaixantes, alteração hidrotermal e
caracterização dos fluidos relacionados à formação do corpo
sequeirinho do depósito cu-au do Sossego, Região de
Carajás / Ana Glória Noronha Rosa; Orientador, Raimundo
Netuno Nobre Villas. – 2007
xiv, 132 f. : il.
Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) –
Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,
Belém, 2006.

1. Geologia econômica. 2. Inclusões fluidas. 3.
Granitóides Arqueanos. 4. Depósitos IOCG. 5. Alteração
hidrotermal. 6. Província Mineral de Carajás. I. Universidade
Federal do Pará. II. Villas, Raimundo netuno Nobre, Orient.
III. Título.

CDD 20º ed.:553.098115

AGRADECIMENTOS

Expressam-se aqui os agradecimentos as seguintes pessoas e instituições que participaram direta ou indiretamente na elaboração deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará e, especialmente, ao Centro de Geociências pelo fornecimento de equipamentos e instalações necessárias durante a confecção desta dissertação.

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudos.

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

Ao meu paciente orientador, Netuno Villas, pela dedicação na leitura dos textos, oferecendo críticas e sugestões oportunas; pela compreensão e confiança que delegou a mim durante boa parte da minha vida acadêmica.

Ao projeto PRONEX (MCT-FINEP) –

“Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral de Carajás e províncias adjacentes” – pelo financiamento de meu trabalho.

À equipe de laminação (Israel e Joelma), pela qualidade e rapidez no trabalho de confecção das lâminas, muito importantes para o desenvolvimento desta dissertação.

Ao geólogo da CPRM Evandro Klein, pela instrução no uso da platina Linkam THMSG 600, pela inestimável ajuda e pelo “socorro” dado na realização das análises microtermométricas.

Ao prof. Cláudio Lamarão, chefe do laboratório de microscopia eletrônica de varredura (MEV) – CG/UFGA, pela ajuda prestada durante as análises das inclusões fluidas.

Ao Marcelo, sempre muito solícito no fornecimento de nitrogênio, sem o qual não seria possível a realização deste trabalho.

A toda minha família, em especial ao meu pai, José Maria, e meu irmão, José Maria Jr., pelo apoio e amor que me deram durante minha vida.

À minha amada e saudosa mãe, Glória Noronha, minha gratidão eterna.

À minha grande amiga e irmã Daniela Oliveira, pela amizade, convivência e paciência me suportando nos momentos mais difíceis durante estes últimos sete anos.

Aos amigos do grupo de Metalogênese, pela troca de informações e pelos momentos de descontração durante os anos de convivência.

Aos amigos da sala de estudo 9 do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), em especial aos guerrilheiros que ingressaram no ano de 2004: Marcely Neves, Ulisses Costa e Augusto Lobato.

Às minhas companheiras fiéis Daniela Silva (Oxi) e Camila que aturaram firmemente meu mau-humor e minhas reclamações durante as fases mais estressantes do mestrado e, principalmente, por me ajudarem a agüentar arduamente a imensa fila do RU.

Aos colegas Rick e Antônio Jr., sempre muito gentis me ajudando nas fotografias digitais.

À bibliotecária Lúcia Imbiriba, sempre muito prestativa e interessada em colaborar.

SUMÁRIO

DEDICÁTORIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1. INTRODUÇÃO	7
1.1. OBJETIVOS	7
1.2. MÉTODOS E TÉCNICAS APLICADAS	9
1.2.1. Trabalho de campo	9
1.2.2. Pesquisa bibliográfica	9
1.2.3. Trabalhos de Laboratório	9
1.2.3.1. Petrografia	9
1.2.3.2. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	10
1.2.3.3. Microtremometria	10
1.2.4. Tratamento e Interpretação dos dados	10
2. PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	12
2.1. DOMÍNIO CARAJÁS	13
2.1.1. Contexto geotectônico	13
2.1.2. Litoestratigrafia	16
3. DEPÓSITOS CUPRO-AURÍFEROS DE CARAJÁS	18
3.1. INTRODUÇÃO	18
4. Contexto Geológico DO DEPOSITO CUPRO-AURÍFERO DO SOSSEGO	27
5. RESULTADOS	35
5.1. PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO DEPÓSITO DO SOSSEGO	35
5.1.1. Rochas encaixantes	35
5.1.2. Hidrotermalitos	47
5.1.3. Brechas	51
5.1.4. Diques Félsicos (IAC)	54
5.2. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	58
5.3. ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS	67
5.3.1. Introdução	67
5.3.2. Petrografia das inclusões fluidas do depósito Cu-Au do Sossego	67

5.3.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	78
5.3.4. Testes microtermométricos	80
5.3.4.1. Considerações iniciais	80
5.3.4.2. Testes de Resfriamento	81
5.3.4.3. Testes de aquecimento	91
5.3.4.4. Tratamento de dados	95
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	103
6.1. SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS DOS FLUIDOS DOS DEPÓSITOS Cu-Au DE CARAJÁS E COMPARAÇÃO COM OS FLUIDOS DO DEPÓSITO DO SOSSEGO	111
7. CONCLUSÕES	115
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização do depósito do Sossego e de outros que ocorrem na região de Carajás	8
Figura 2: Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico	14
Figura 3: Mapa Geológico do Domínio Carajás	15
Figura 4: Mapa geológico simplificado do depósito Cu-Au do Sossego com a localização dos corpos de minério Sequeirinho, Sossego, Pista, Baiano e Curral	27
Figura 5: Fotografia de rocha máfica com sulfetos disseminados na frente de lavra	28
Figura 6: Fotografia de testemunho de sondagem do furo 246/608,20-608,5m, correspondendo a brecha composta de clastos, arredondados a subarredondados, de rochas granitóides, imersos em matriz muito rica em calcopirita	30
Figura 7: Fotografia de dique máfico, de direção WNW-ESE, cortando rocha granitóide	30
Figura 8: Seções SE-NW simplificadas da geologia dos corpos de minério do Sossego e Sequeirinho	33
Figura 9: Configuração espacial do minério do Corpo Sequeirinho controlado por zona de cisalhamento frágil	33
Figura 10: Perfis S-N esquemáticos dos Corpos Sequeirinho e Sossego mostrando a distribuição das zonas de alteração hidrotermal	34
Figura 11: Fotografias de testemunhos de sondagens dos furos F-110/58,5m e SOSD-316/70,35m, respectivamente, A) granito róseo, fortemente albitizado; B) contato difuso entre rochas graníticas menos alteradas e rochas máficas	35
Figura 12: Fotomicrografia de cristais de albita sericitizados e epidotizados em rocha granítica	36
Figura 13: Fotomicrografia de contato suturado entre grãos de quartzo em rocha granítica	37
Figura 14: Fotomicrografia de cristal euédrico isolado de alanita em rocha granítica	38
Figura 15: Fotografia de testemunho de sondagem do furo 266/473,3, correspondendo à variedade MVA albitizada	38
Figura 16: Fotomicrografia de fenocristal de albita envolto por finos cristais de apatita e imerso em uma matriz fina constituída principalmente de actinolita, quartzo e albita nas MVA	40
Figura 17: Fotomicrografia do bandamento milimétrico nas rochas MVA, em que bandas irregulares ricas em actinolita+quartzo (claras) e em magnetita (escuras) se alternam	40
Figura 18: A) Fotografia de testemunho de sondagem do furo 37/238,9m de GBA de coloração cinza escuro, sendo cortado por veios milimétricos epidoto/clorita; B) Foto de testemunho de sondagem do furo 380 (150,95m) de gabro, cortado por veio de calcita, associado com calcopirita	41

Figura 19: Fotomicrografia de cristal de magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita nas rochas gabróicas	42
Figura 20: Fotomicrografia de cristais de magnetita martitizada nas rochas gabróicas	43
Figura 21: Fotografia de testemunho de furo de sondagem correspondente a actinolito de coloração cinza esverdeado	43
Figura 22: Fotomicrografia de cristal de magnetita apresentando as bordas corroídas pela actinolita nos Actinolitos	44
Figura 23: Fotografia de testemunho de furo de sondagem correspondente à rocha rica em biotita, ressaltando o bandamento milimétrico caracterizado pela alternância de bandas claras (ricas em quartzo e/ou escapolita) e escuras (ricas em biotita, Cl-K-Fe-hastingsita e turmalina)	45
Figura 24: Fotomicrografia da textura porfiroblástica, em que cristais de quartzo encontram-se imersos em uma matriz fina acompanhando os planos de foliação milonítica das BIX	46
Figura 25: Fotomicrografia de cristais de magnetita incipientemente martitizados das BIX	47
Figura 26: Fotografia de testemunho de furo de sondagem correspondente a magnetitito	47
Figura 27: Fotomicrografia de minerais opacos (magnetita+calcopirita+siegenita) ocupando os espaços intersticiais de cristais subédricos a euédricos de apatita dos magnetititos. Destaque para as microvênulas de magnetita e/ou calcopirita que cortam alguns dos cristais de apatita	48
Figura 28: Fotografias de amostras de rocha mineralizada da frente de lavra. A) Cristais centimétricos de actinolita e quartzo, imersos em matriz muito rica em calcopirita; B) Cristais centimétricos de quartzo associados à calcopirita	49
Figura 29: Fotomicrografia de megacristais de magnetita com as bordas corroídas pela matriz rica em calcopirita e escapolita das BSE	50
Figura 30: Fotomicrografia de cristais anédricos de escapolita e actinolita envolvidos por calcopirita das BSE	50
Figura 31: Fotomicrografia de calcopirita envolvendo cristais de escapolita existentes nas BSE	51
Figura 32: Fotografia de testemunho de sondagem do furo 122,40-197,75m, correspondendo a brechas constituídas de clastos de rocha máfica hidrotermalizada de tamanhos variados. Esses clastos estão bastante cloritizados, normalmente apresentam coroa de magnetita nas bordas e acham-se cimentados por calcita	52
Figura 33: Fotomicrografia de agregado de cristais subédricos a anédricos de magnetita exibindo substituição por calcita e clorita a partir das partes mais internas nas brechas	53
Figura 34: Fotomicrografia de cristais anédricos de calcopirita contornados por agregados magnetita nas brechas	53
Figura 35: Fotografia de testemunho de furo de sondagem correspondendo a diques félsicos isotrópos de coloração vermelho-tijolo, de granulometria fina com vênulas de quartzo	54

Figura 36: Microfotografia de textura porfírica nos diques félsicos, em que fenocristais de plagioclásio estão imersos em uma matriz fina rica em grãos de albita com textura esferulítica, algumas contendo inclusões de fases opacas	55
Figura 37: Fotomicrografia de textura esferulítica da albita contendo inclusões de fases opacas representadas pela magnetita nos IAC	56
Figura 38: Fotomicrografia de martitização (parcial e total), em que aparecem cristais de hematita pseudomorfos da magnetita nos IAC	56
Figura 39: Fotomicrografia de grão de magnetita parcialmente substituída por calcopirita	57
Figura 40: Fotomicrografia de grãos de albita com textura tipo tabuleiro de xadrez em rochas graníticas	58
Figura 41: Fotomicrografia de cristais anédricos de actinolita cortados por vênulas de albita em rochas graníticas	59
Figura 42: Fotomicrografias de rocha granítica cloritizada e epidotizada	60
Figura 43: Fotomicrografia de veio rico em epidoto cortando dique félsico	60
Figura 44: Fotomicrografia de granito em que a clorita ocorre ocupando os espaços intergranulares entre os cristais de plagioclásio e quartzo	61
Figura 45: Fotomicrografia de quartzo hidrotermal substituindo o plagioclásio em rochas graníticas	61
Figura 46: Fotomicrografia de veio de quartzo hidrotermal cortando as MVA	62
Figura 47: Fotomicrografia de rocha granítica destacando a relação temporal em que a actinolita substitui a Cl-K-Fe-hastingsita, observar microvênulas desses anfibólios cortando cristais de albita	63
Figura 48: Fotomicrografia destacando cristais subédricos a anédricos de escapolita envolvidos pela calcopirita nas rochas mineralizadas	63
Figura 49: Fotomicrografia de biotitização em que palhetas de biotita concentram-se em bandas nas BIX	64
Figura 50: Fotomicrografia de veio de calcita cortando dique félsico	65
Figura 51: Fotomicrografia de rocha granítica, ilustrando a sericitização dos cristais de plagioclásio	66
Figura 52: Fotomicrografias de grupos de inclusões fluidas bifásicas primárias aprisionadas em grãos de quartzo das BSE	68
Figura 53: Fotomicrografias de trilhas de inclusões fluidas bifásicas pseudo-secundárias aprisionadas em grãos de quartzo das BSE	68
Figura 54: Fotomicrografia de inclusões fluidas, contidas em cristal de quartzo da BSE, com diferentes graus de preenchimento, denunciando possível vazamento	69
Figura 55: Fotomicrografia de inclusão fluida, em cristal de quartzo da BSE, contendo inclusão de hematita	70
Figura 56: Fotomicrografia de inclusão fluida polifásica aprisionadas em grãos de quartzo da BSE	70

Figura 57: Fotomicrografias de inclusões fluidas bifásicas aquosas hospedadas em cristais de escapolita da BSE: A) IF isolada e B) grupo de IF primárias	71
Figura 58: Fotomicrografia de inclusões fluidas em grão de quartzo da BIX contendo inclusões de sulfeto e cloreto	72
Figura 59: Fotomicrografia de inclusão fluida aquosa em cristal de quartzo do GBA com dois sólidos de cloreto	73
Figura 60: Fotomicrografia de inclusões fluidas trifásicas aquosas contidas em cristal de quartzo do GBA com grau de preenchimento baixo ($\approx 20-30\%$), em decorrência de possível vazamento	73
Figura 61: Fotomicrografia de IF trifásicas pseudo-secundárias em cristal de quartzo do GRA	74
Figura 62: Fotomicrografia de IF tipo L+S em cristais de quartzo do GRA, indicando que sofreram processo de estrangulamento após a separação das fases	75
Figura 63: Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas em calcita do GRA, na forma de cristal negativo	75
Figura 64 : Fotomicrografia de inclusão fluida trifásica aquosa isolada em cristal de apatita no MAG	76
Figura 65: Fotomicrografias de inclusões fluidas bifásicas aquosas primárias hospedadas em calcita do bolsão	77
Figura 66: Fotomicrografia de inclusões fluidas aquosas hospedadas em calcita do bolsão, destaque para IF trifásica	77
Figura 67: A. Imagem de elétrons retro-espalhados, obtida no MEV, de cristal de halita em IF crepitada e aprisionada em quartzo da rocha mineralizada; B. Espectro de SED da halita revelando a presença de quantidades traços de Ca e K	78
Figura 68: A. Imagem de elétrons retro-espalhados, obtidas no MEV, de cloretos em IF crepitada e aprisionada em quartzo de rocha gabrítica; B. Espectro SED de cloreto revelando solução sólida entre halita e silvita	79
Figura 69: A. Imagem de elétrons retro-espalhados, obtidas no MEV, de cristal de silvita em IF crepitada contida em quartzo das rochas ricas em biotita; e B. Espectro de SED da silvita com quantidades traço de Ca e Na	79
Figura 70: Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas e trifásicas hospedadas em cristais de quartzo e escapolita das BSE	83
Figura 71: Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas e trifásicas hospedadas em cristais de quartzo das BIX	83
Figura 72: Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas e trifásicas hospedadas em cristais de quartzo dos GBA	84
Figura 73: Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas e trifásicas hospedadas em cristais de quartzo e calcita dos GRA	84

Figura 74: Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas e trifásicas hospedadas em cristais de apatita dos MAG	85
Figura 75: Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas e trifásicas do bolsão de calcita	85
Figura 76: Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas referentes a todas as IF estudadas	86
Figura 77: Histograma de freqüência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas contidas em cristais de escapolita e quartzo das BSE	87
Figura 78: Histograma de freqüência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas contidas em cristais de quartzo das BIX	88
Figura 79: Histograma de freqüência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas hospedadas em cristais de quartzo dos GBA	88
Figura 80: Histograma de freqüência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas hospedadas em cristais de calcita e quartzo dos GRA	89
Figura 81: Histograma de freqüência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas contidas em cristais de apatita dos MAG	90
Figura 82: Histograma de freqüência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas do bolsão de calcita	90
Figura 83: Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas e trifásicas aprisionadas em cristais de escapolita e quartzo das BSE	91
Figura 84: Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização referentes a inclusões bifásicas e trifásicas contidas em cristais de quartzo das BIX	92
Figura 85: Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas e trifásicas hospedadas em cristais de quartzo dos GBA	93
Figura 86: Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas e trifásicas contidas em cristais de calcita e quartzo do GRA	93
Figura 87: Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas e trifásicas aprisionadas em cristais de apatita do MAG	94
Figura 88: Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas e trifásicas do bolsão de calcita	94
Figura 89: Histograma de freqüência da salinidade referentes às inclusões bifásicas e trifásicas hospedadas em cristais de escapolita e quartzo das BSE	96
Figura 90: Diagrama triangular NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O, obtido a partir de dados de fusão do gelo e da temperatura de homogeneização, mostrando a distribuição das inclusões fluidas trifásicas das BSE	97
Figura 91: Histograma de freqüência da salinidade referente às inclusões bifásicas e trifásicas contidas em cristais de quartzo das BIX	98

Figura 92: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas e trifásicas aprisionadas em cristais de quartzo dos GBA	98
Figura 93: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas e trifásicas hospedadas em cristais de calcita e quartzo dos GRA	99
Figura 94: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas e trifásicas aprisionadas em cristais de apatita dos MAG	99
Figura 95: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas e trifásicas do bolsão de calcita	100
Figura 96: Diagrama T_e x salinidade destacando os três diferentes fluidos encontrados com discriminação de IF bifásicas e trifásicas	102
Figura 97: Diagrama T_h x salinidade que deixa evidente a diluição dos fluidos sob temperaturas que se mantiveram acima de 100°C	102
Figura 98: Histograma de frequência de T_h referente a todas as IF estudadas	104
Figura 99: Histograma de frequência da salinidade referente a todas IF estudadas	105
Figura 100: Diagrama esquemático da evolução do sistema hidrotermal do Sossego, ressaltando a mistura de dois fluidos primários e a diluição por águas superficiais	110

TABELAS

Tabela 1: Síntese das principais características dos fluidos hidrotermais dos depósitos Cu-Au de Carajás	113
---	-----

RESUMO

O depósito Cu-Au do Sossego localiza-se a cerca de 25 km a NW da cidade de Canaã dos Carajás (PA), ao sul do sistema transcorrente Carajás, na zona de contato entre o embasamento granítico-gnáissico e as rochas Grupo Grão Pará. O depósito é constituído por cinco corpos de minério, os principais sendo o Sequeirinho e o Sossego.

Este estudo concentrou-se no Corpo Sequeirinho, mas alguns dados foram também obtidos para o Corpo Sossego. O principal objetivo foi a caracterização dos fluidos, com vista a compreender a evolução química e termal do paleossistema hidrotermal responsável pela alteração das rochas e pela mineralização que deu origem ao depósito do Sossego. Objetivou-se, também, relacionar a evolução dos fluidos com o desenvolvimento dos diferentes tipos de alteração e da própria mineralização. Além desses objetivos maiores, foi feita uma comparação com outros depósitos a fim de avaliar a contribuição dos fluidos na diversidade dos estilos da mineralização cuproaurífera de Carajás.

Na área do depósito foram identificadas rochas granitóides e máficas que estão, via de regra, alteradas e variavelmente deformadas, bem como rochas ricas em biotita (BIX), magnetitos (MAG), minério sulfetado (BSE) e diques. Com base em dados petrográficos, foi possível inferir que os protólitos dos granitóides (albita + quartzo + actinolita + clorita + epidoto) consistiram principalmente de quartzodioritos, enquanto que as rochas máficas (escapolita + Cl-K-Fe-hastingsita ± actinolita + albita + clorita + epidoto + magnetita) correspondem a gabros e/ou diabásios. As BIX referem-se a granitóides milonitizados, que interagiram fortemente com fluidos de alta salinidade, e se caracterizam por um bandamento marcado pela alternância de finas bandas claras (ricas em quartzo e/ou escapolita) e escuras (ricas em biotita, Cl-K-Fe-hastingsita e turmalina). Os MAG contêm abundante magnetita (>50%) com quantidades subordinadas de apatita, epidoto, albita, titanita e calcopirita. As BSE são formadas principalmente por calcopirita ± siegenita + magnetita + apatita + escapolita, de aspecto, em geral, brechóide. Cortando todos os litotipos citados, ocorrem diques félsicos (composição quartzodiorítica e riolítica/riodacítica) e máficos.

Albitização, sericitização, silicificação, cloritização e epidotização, actinolitização e escapolitização são os principais processos hidrotermais, os dois primeiros mais

comuns nas rochas graníticas e os dois últimos nas rochas máficas. Biotitização e escapolitização são marcantes nos BIX. Ressalta-se, também, um forte metassomatismo de ferro, que gerou os corpos de magnetitos, e a carbonatação que representa a fase mais tardia da alteração hidrotermal

O estudo de inclusões fluidas em cristais de quartzo, escapolita, apatita e calcita abrangeu todos os litotipos, à exceção dos diques.

Os dados microtermométricos revelam fluidos exclusivamente aquosos que, de forma simplificada, podem ser representados pelos sistemas $H_2O-NaCl-CaCl_2$; $H_2O-NaCl-FeCl_2$ e $H_2O-NaCl-CaCl_2-FeCl_2$, apresentando salinidade variável (0,2 a 57% em peso equiv. de NaCl) e temperaturas de homogeneização (T_h) mais freqüentes entre 125-275°C. As salinidades dos fluidos contidos em IF saturadas e caracterizados pelo sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ foram estimadas, em termos dos principais solutos, em 15-26% de NaCl e 15-23% $CaCl_2$.

Nos cristais de calcita, que marcam o estágio mais tardio da alteração hidrotermal, as medições mais freqüentes para T_h variaram de 100 a < 275°C e as de salinidades, em geral, entre 2 e 15% em peso equiv. de NaCl.

A evolução do sistema hidrotermal do Sossego é interpretada a partir de dois fluidos primários: $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (**a**) e $H_2O-NaCl-FeCl_2$ (**b**), que posteriormente se misturaram e formaram o fluido $H_2O-NaCl-CaCl_2-FeCl_2$ (**c**). Mais tarde, esses três fluidos foram diluídos, possivelmente devido à incorporação de água superficial ao sistema. O fluido **a** estaria relacionado aos processos de albitização, anfibolitização e escapolitização, enquanto que o **b** teria sido responsável pelo transporte de grandes quantidades de Fe que redundaram na formação dos magnetitos. O fluido **c** responderia pelos processos de actinolitização, epidotização e cloritização das rochas, e pela mineralização.

Fluidos de alta salinidade (>30% peso equiv. NaCl) são considerados resultado da dissolução de camadas evaporíticas e/ou exalitos por processos metamórficos. Fluidos magmáticos aquosos também tiveram importante contribuição no sistema hidrotermal do Sossego, bem como águas superficiais cujo influxo provocou forte diluição e resfriamento dos fluidos e, por via de consequência, favoreceu a deposição dos sulfetos.

Os fluidos aquosos relacionados com o depósito do Sossego apresentam muitas semelhanças com os dos depósitos arqueanos do Igarapé Salobo e Igarapé Bahia, apesar de terem sido formados em um contexto geológico distinto. É muito provável que essas semelhanças advenham do fato estarem eles associados e/ou hospedados em seqüências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiunas, cujas rochas foram, em parte, formadas em ambiente exalativo e onde podem ter sido localmente geradas salmouras que, ao resfriar-se, produziriam corpos evaporíticos.

À medida que a halita e outros sais foram dissolvidos, os fluidos altamente salinos resultantes se infiltraram e abrigaram-se nos poros das rochas, de onde migraram subsequente em resposta a perturbações termais e/ou tectônicas.

ABSTRACT

The Sossego Cu-Au deposit is located at about 25 km NW of Canaã dos Carajás city (PA), southern of the Carajás transcurrent system, at the contact zone between the Archean granitic-gneisses of the basement and the Grão Pará Group rocks. This deposit is made up of five ore bodies, being Sequeirinho and Sossego the most important.

The present work focused primarily on the Sequeirinho ore body, but observations have been occasionally extended of the Sossego ore body. Its main purpose was to study the hydrothermal fluids responsible for the alteration and mineralization of the Sossego deposit.

Several rock types have been recognized in the deposit area: granitoids, both granular (GRA) and porphyritic (MVA), mafic volcanic (Grão Pará Group) and intrusive (GBA) rocks, biotite-rich rocks (BIX), magnetitites (MAG), ore (BSE) and dikes. These rocks are variably deformed and altered, some being essentially products of the hydrothermal alteration, namely the magnetitites and ores.

The petrographic study allowed to infer that the granitic (albite + quartz + actinolite + chlorite + epidote) and mafic intrusive (scapolite + Cl-K-Fe- hastingsite ± actinolite + albite + chlorite + epidote + magnetite) had as protoliths mainly quartzdiorites and gabbros/ diorites, respectively.

The BIX are mylonitized granitoids that interact with high saline fluids and are characterized by a fine banding in which light bands, composed basically of quartz and/or marialitic scapolite), alternate with black bands composed dominantly of Cl-biotite, Cl-K-Fe- hastingsite and tourmaline. The MAG have magnetite contents higher than 50% and variable amounts of apatite, epidote, albite, titanite and chalcopryrite, whereas the BSE consist of chalcopryrite±siegenite + magnetite + apatite + scapolite. Felsic (quartzdiorite and riolitic/riodacitic in composition) and diabase/gabbro dikes cut the above mentioned rocks

Albitization, sericitization, silicification, chloritization, epidotization, actinolitization and scapolitization, are the most important types of hydrothermal alteration, although biotitization and Fe-metasomatism also occur. The carbonation represents the final stage of the alteration.

Microthermometric studies of fluid inclusions (FI) trapped in quartz, scapolite, apatite and calcite crystals from different rocks of the Sequeirinho ore body reveal aqueous fluids that may be represented, in a simplifying way, by the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{FeCl}_2$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$ chemical systems. The FI show variable salinity (0.2 to 57% wt. % eq. NaCl) and homogenization temperatures that range from 100 to 480°C. Saturated FI, corresponding to the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, have their salinity estimated in terms of the main solutes at 15-26% NaCl and 15-23% CaCl_2 . FI trapped in calcite crystals show salinity between 2 and 15 wt. % eq. NaCl and the 100 to < 275°C range as the most frequent homogenization temperature interval.

The evolution of the Sossego hydrothermal system involved two primary fluids (**a**) $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ and (**b**) $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$. As these fluids gradually mixed, they generated a third fluid (**c**) $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{FeCl}_2$ which is interpreted to be responsible for the mineralization and associated alteration. All fluids show evidences of dilution most likely by superficial water. Fluid **a** is related to albitization, amphibolitization and scapolitization, whereas fluid **b** was the one that should have carried large amounts Fe to be later deposited as magnetites. Fluid **c** is interpreted to be responsible for actinolitization, epidotization and chloritization as well as by the main stage of the mineralization.

High saline fluids (>30 wt. % equiv. NaCl) are assigned to interaction with pre-existing evaporite and/or exhalite layers that have been dissolved out by metamorphic processes. Magmatic aqueous fluids have also contributed to the Sossego hydrothermal system as well as meteoric waters whose influx caused strong dilution and cooling of the fluids.

Comparatively to other Carajás Cu-Au deposits, the aqueous fluids related to the Sossego hydrothermal system show more similarities with those of the Archean Igarapé Salobo and Igarapé Bahia deposits, despite having a distinct typology. Most likely, these similarities arise from the fact that all three deposits are associated with metavolcano-sedimentary sequences of the Itacaiunas Supergroup which resulted in part from exhalative activity and might have locally included evaporite beds. As halite was dissolved out, the resulting high saline fluids infiltrated into and were stored in the rock

pores from which they might have subsequently migrated in response to thermal and/or tectonic disturbances.

1. INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC) constitui, na atualidade, a maior província mineral brasileira e uma das maiores do mundo, estando localizada ao sul do estado do Pará, entre os rios Araguaia e Xingu. Os depósitos mais importantes da PMC, à parte as jazidas de Fe, são os de Cu-Au, cujas reservas têm aumentado significativamente em decorrência dos programas de exploração realizados pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) nas últimas duas décadas.

Dentre os depósitos cupro-auríferos de descoberta recente, figura o do Sossego que está situado a cerca de 25 km a NW da cidade de Canaã dos Carajás, Pará (Fig.1). Atividades garimpeiras nesta área, em 1984, levaram à descoberta de ouro presente em veios com calcopirita hospedados em brechas. Furos de sondagem executados posteriormente pela CVRD permitiram a definição dos corpos Sossego e Sequeirinho, além de outros menores (Pista, Curral, Baiano), os quais compõem o depósito do Sossego, com reservas avaliadas em 247 Mt a 0,98% Cu e 0,28 g/t Au. Foram também cubadas 15 Mt de minério oxidado com 1,05% Cu, que serão beneficiadas na planta a ser instalada no vizinho depósito do 118. Em julho de 2004, foi dado início à lavra do minério, estando programada uma produção anual de 467.000 toneladas de concentrado com 30% Cu e 6 g/t Au (J. Fanton, comunicação verbal).

1.1. OBJETIVOS

Este trabalho objetivou a caracterização dos fluidos hidrotermais do depósito cupro-aurífero do Sossego, com vista a compreender a evolução química e termal do paleossistema hidrotermal responsável pela alteração e mineralização nele presentes, com ênfase maior nas rochas mineralizadas. Buscou, também, relacionar a evolução dos fluidos com o desenvolvimento dos diferentes tipos de alteração e da própria mineralização. Além desses objetivos maiores, foi feita uma comparação com outros depósitos a fim de avaliar a contribuição dos fluidos na diversidade dos estilos de mineralização cupro-aurífera de Carajás.

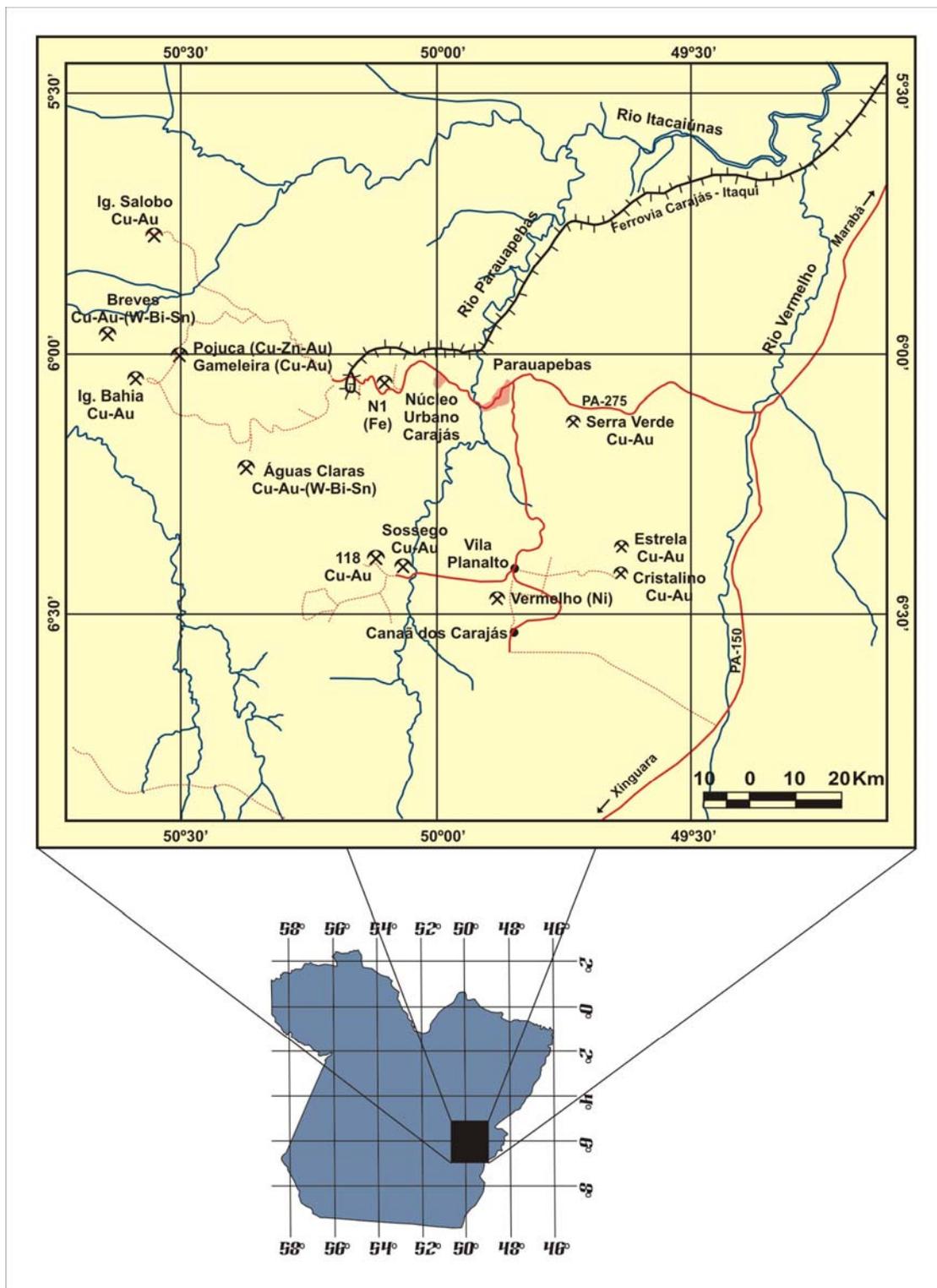


Figura 1: Mapa de localização do depósito do Sossego e de outros que ocorrem na região de Carajás.

1.2. MÉTODOS E TÉCNICAS APLICADAS

Para alcançar os objetivos propostos, foram adotados os seguintes procedimentos metodológicos:

1.2.1. Trabalho de campo

Foi realizada uma única etapa de campo (agosto/2004), durante a qual foram descritos testemunhos de 12 furos de sondagem de quatro diferentes corpos: 1) Corpo Sequeirinho (furos FD-33, FD-37, FD-266, FD-352, FD-110, FD-374, FD-418, FD-316); 2) Corpo Sossego (furo FD-380, FD-314); 3) Corpo Baiano (furo FD-204); e 4) Pista (furo SOSD-211), e coletadas cerca de 80 amostras de granitóides, rochas máficas, hidrotermalitos e brechas para estudos petrográficos e microtermométricos.

1.2.2. Pesquisa bibliográfica

Todas as fases do trabalho foram acompanhadas de levantamento bibliográfico para subsidiar o conhecimento tanto da geologia quanto da metalogênese da Província Mineral de Carajás, em particular de depósitos de Cu-Au ricos em óxidos de Fe (IOCG na sigla em inglês), bem como sobre tópicos relacionados com alteração hidrotermal e inclusões fluidas.

1.2.3. Trabalhos de Laboratório

Todos os dados analíticos foram obtidos em equipamentos instalados em vários laboratórios do Centro de Geociências da UFPA.

1.2.3.1. Petrografia

⇒ Rochas encaixantes: foram confeccionadas cerca de 30 lâminas polidas dos principais tipos litológicos do depósito do Sossego para estudo petrográfico das rochas encaixantes e do minério, bem como dos vários tipos de alteração hidrotermal. Muitas informações foram complementadas com descrições feitas por outros colegas que também desenvolvem trabalhos no depósito do Sossego.

As análises petrográficas foram realizadas em vários modelos de microscópio Zeiss, dentre eles um Axioplan 2, de luz transmitida e refletida.

⇒ Inclusões Fluidas (IF): foram preparadas 18 lâminas bipolidas de amostras de rocha mineralizada (BSE), rocha xistosa rica em biotita (BIX), gabro alterado (GBA), granito (GRA) e magnetitito (MAG) do corpo Sequeirinho além de uma amostra de bolsão de calcita+calcopirita. Este estudo seguiu os procedimentos descritos em Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985), Wilkins (1990), Van den Kerkhof & Hein (2001), Wilkinson (2001), Samson *et al.* (2003) dentre outros.

A petrografia das IF consistiu no mapeamento e descrição dos diferentes agrupamentos, estabelecendo sua morfologia, número de fases (monofásicas, bifásicas e polifásicas), origem (primária, secundária ou pseudo-secundária), e natureza (aquosa).

1.2.3.2. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Foi utilizada na identificação de minerais contidos em inclusões fluidas que foram crepitadas, sob a supervisão do prof. Cláudio Lamarão. O equipamento utilizado foi um MEV modelo LEO-1430, sendo as amostras metalizadas com ouro. As condições de análises foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 15 mm, tipo de imagens = elétrons retroespalhados.

1.2.3.3. Microtermometria

Na microtermometria foram realizados testes de resfriamento e de aquecimento (temperaturas eutética, de fusão do gelo, fusão do hidrato e de homogeneização), que permitiram determinar ou estimar a composição, densidade e salinidade das soluções, bem como a temperatura mínima de aprisionamento. Estas medidas foram realizadas em uma platina Linkam THMSG 600. O resfriamento foi obtido pela circulação de N₂ líquido através da platina e o aquecimento por meio de uma resistência elétrica controlada eletronicamente.

1.2.4. Tratamento e Interpretação dos dados

Os dados de campo e petrográficos foram utilizados para definir as diferentes variedades de rocha e tipos de alteração hidrotermal presentes no depósito. Por seu

turno, os dados sobre os fluidos foram interpretados com base nos sistemas NaCl-H₂O, NaCl-FeCl₂-Mg Cl₂-H₂O e NaCl-CaCl₂-H₂O e serviram para indicar as condições sob as quais a alteração e a mineralização do Sossego ocorreram. Comparação com outros depósitos cupro-auríferos de Carajás (Igarapé Bahia, Igarapé Salobo, Águas Claras, Breves, Serra Verde, Estrela, Gameleira e Igarapé Pojuca) também foi feita no sentido de avaliar o papel dos fluidos em promover diferenças nos estilos de mineralização observados nesses depósitos.

2. PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

A Província Mineral de Carajás (PMC) está localizada no sudeste do Cráton Amazônico, sendo de idade essencialmente arqueana (Machado *et al.* 1991; Pimentel & Machado 1994; Macambira & Lafon 1995) e incluída na província geocronológica Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999) (Fig.2).

A PMC abrange dois domínios tectônicos de limites aparentemente transicionais (Villas & Santos 2001), ou seja, os terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (TGGRM), ao sul, e Domínio Carajás (DC), ao norte, este último correspondendo aproximadamente ao Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas de Araújo *et al.* (1988). Assinala-se que a existência de uma tectônica marcada por importantes zonas de cisalhamento na porção norte de Carajás vem sendo contestada já há algum tempo por Barros *et al.* (2001), que sugerem haver um possível cinturão plutono-metamórfico delineado pela coalescência de auréolas presentes nas séries metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas em torno de corpos granitoides sintectônicos.

O limite entre o TGGRM e o DC é objeto de controvérsias (Costa *et al.* 1995, Souza *et al.* 1996, Dall’Agnol *et al.* 1997). Costa *et al.* (1995) situam o limite entre o DC e o TGGRM imediatamente ao sul de Xinguara, enquanto Souza *et al.* (1996) defendem que o mesmo se localiza ao norte da faixa de *greenstone* de Sapucaia. Dall’Agnol *et al.* (1997), por sua vez, sugerem que o terreno situado entre Xinguara e o sul da Serra dos Carajás seria a zona de transição entre esses dois domínios tectônicos. Os estudos desenvolvidos por Leite (2001) indicam que essa zona de transição situa-se ao norte de Xinguara, pois os terrenos arqueanos daquela região fazem parte do TGGRM. Sardinha *et al.* (2004) dataram leuco-monzogranitos da região de Canaã dos Carajás e a idade encontrada de 2928 ± 1 Ma indicaria que parte das rochas, da referida região, se formou concomitantemente à evolução do TGGRM, o que posicionaria o limite entre o TGGRM e o DC mais ao norte do que antes havia sido proposto.

As principais diferenças entre os domínios TGGRM e DC são as características litológicas e metalogenéticas, bem como as idades das rochas (Villas & Santos, 2001).

No que diz respeito ao contexto geotectônico e a litoestratigrafia, ênfase será dada ao Domínio Carajás, uma vez que a área em foco nesta dissertação está nele

situada. Entretanto, informações básicas sobre a zona de transição também serão fornecidas.

2.1. DOMÍNIO CARAJÁS

2.1.1. Contexto geotectônico

No Domínio Carajás (Fig.3), o limite ao norte é definido por rochas granitóides sintectônicas do Cinturão Maroni-Itacaiúnas (Macambira *et al.* 2003), porém a localização exata desse limite ainda não foi estabelecida. Este domínio apresenta dois sub-domínios tectônicos: o Sistema Transcorrente Cinzento, ao norte, e o Sistema Transcorrente Carajás, ao sul. Segundo Pinheiro & Holdsworth (2000), existem pelo menos três eventos arqueanos a proterozóicos de reativação transcorrente rúptil-dúctil que ocorreram após o desenvolvimento do DC. As seqüências de cobertura foram submetidas à subsidência em zonas de dilatação sob cinemática dextral. Os efeitos de episódios posteriores de deformação transpressiva sinistral estão registrados, localmente, nas adjacências de falhas maiores. A trama milonítica do DC controlou a orientação dos lineamentos Carajás e Cinzento. As falhas atuaram como zonas de fraqueza nessa região, onde os processos de fraturamento causaram o aumento da permeabilidade das rochas, particularmente nas zonas de falhas, favorecendo a migração de fluidos, alguns dos quais responsáveis por depósitos de cobre e ouro, dentre outros.

O Sistema Transcorrente Cinzento é caracterizado por um feixe de falhas curvas e anastomóticas, com direção WNW-ESE. Já o Sistema Transcorrente Carajás é marcado pela estrutura sigmoidal de Carajás (Pinheiro, 1997). Atravessando longitudinalmente essa feição tem-se a falha Carajás que representa a estrutura mais proeminente desse sistema. Essa falha possui direção geral WNW-ESE, com comprimento de ≈ 200 km, e é composta por feixes de traços descontínuos, curvos e anastomóticos, desenhando um padrão sigmoidal na escala regional.

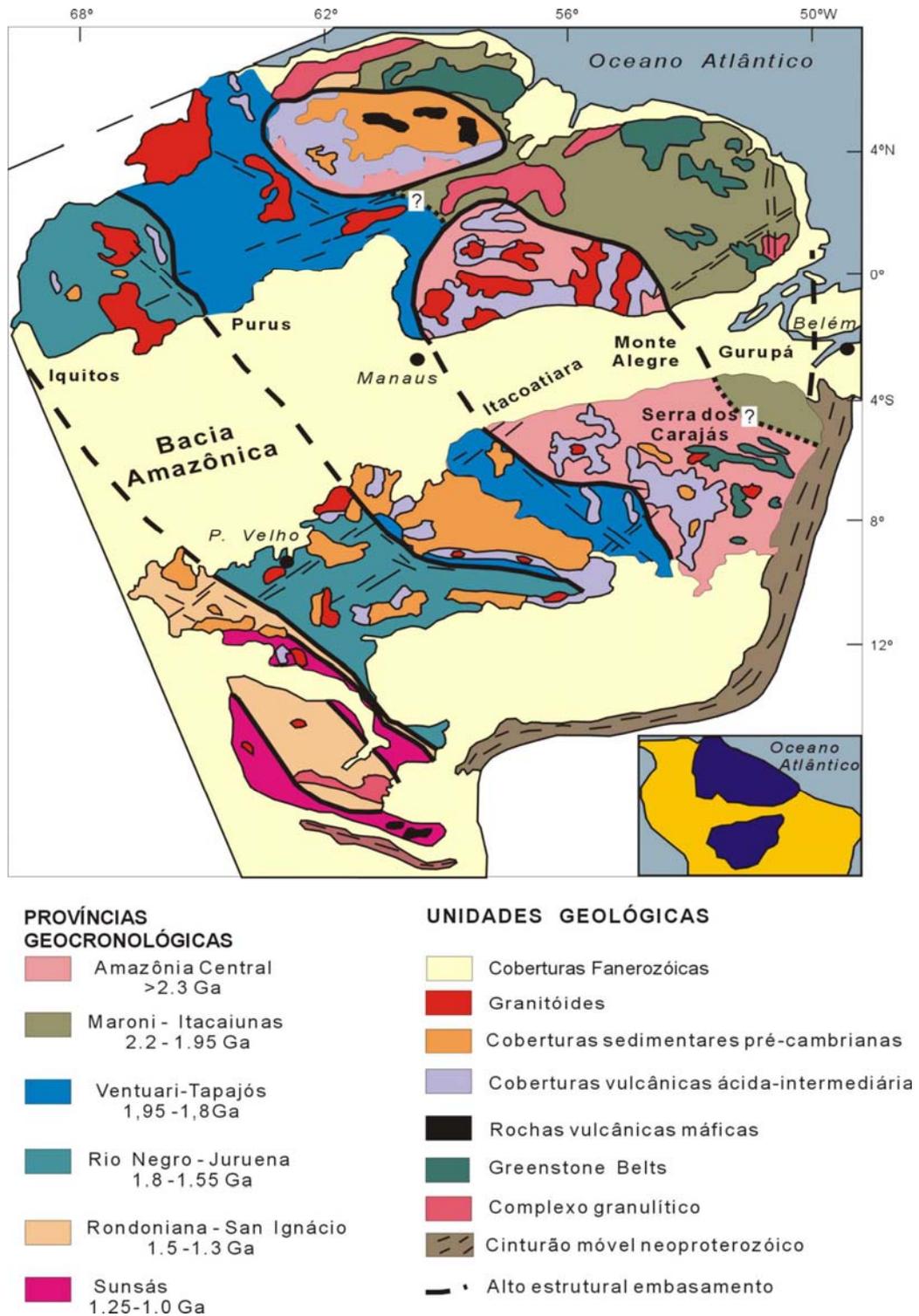


Figura 2: Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Fonte: Tassinari & Macambira, 1999).

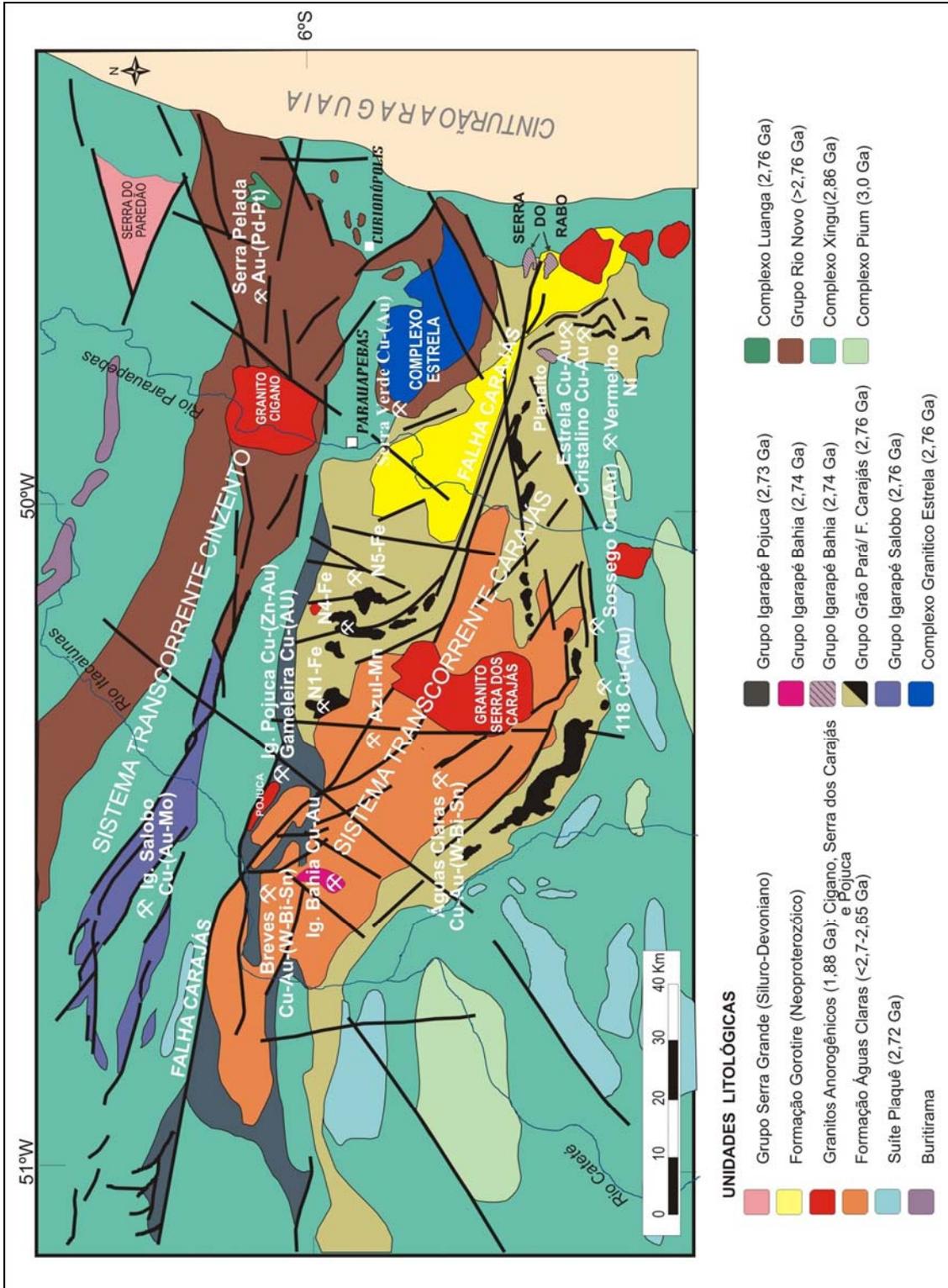


Figura 3: Mapa Geológico do Domínio Carajás (Pinheiro, 1997; modificado). As fontes das idades encontram-se no texto.

2.1.2. Litoestratigrafia

As rochas do embasamento do DC e da zona de transição (ZT) consistem de gnaisses, migmatitos e anfibolitos do Complexo Xingu e ortogranulitos do Complexo Pium com idades entre 2,86 e 3,0 Ga (Machado *et al.* 1991; Pimentel & Machado 1994; Macambira & Lancelot 1996; Pidgeon *et al.* 1998; Avelar *et al.* 1999), sendo que os últimos são restritos à ZT.

Repousando discordantemente sobre as rochas do embasamento, ocorre o Supergrupo Itacaiúnas, que engloba várias seqüências metavulcanossedimentares hierarquizadas como grupos Igarapé Salobo (2761±3 Ma, Machado *et al.* 1991), Igarapé Pojuca (2732±3 Ma, Machado *et al.* 1991), Grão Pará (2760±11 Ma, Pidgeon *et al.* 1998), Igarapé Bahia (2.747±2 Ma, Galaza & Macambira 2002) e Buritirama (ainda não datado).

O Grupo Rio Novo, que ocorre nas circunvizinhanças de Parauapebas e Curionópolis, é também um conjunto metavulcanossedimentar que guarda muitas similaridades com seqüências tipo *greenstone*, sendo formado por metamafitos, metaultramafitos, formações ferríferas bandadas e xistos paraderivados. Por ser cortado pelos complexos granítico Estrela (2763±7 Ma, Barros *et al.* 2004) e máfico-ultramáfico Luanga (2763±7 Ma, Machado *et al.* 1991), é considerado ser mais antigo que o Supergrupo Itacaiúnas.

O Complexo Luanga é constituído por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas que contêm mineralizações de cromita e de platinóides (Diella *et al.* 1995).

A Formação Águas Claras (2681±5 Ma, Trendall *et al.* 1998) é composta por rochas siliciclásticas, antes consideradas como parte do Grupo Rio Fresco (Araújo *et al.* 1988). Nogueira *et al.* (1995) subdividiram a Formação Águas Claras em dois membros: Inferior (pelitos, siltitos e arenitos) e Superior (arenitos).

A seqüência clástica que compõe a Serra do Paredão, de idade siluro-devoniana (Pinheiro & Holdsworth 1997) e atribuída à Formação Rio Fresco, é composta por um pacote sedimentar constituído predominantemente por conglomerados e arenitos intercalados, que formam uma grande estrutura dobrada (Figueiras & Villas, 1984).

A Formação Gorotire (Neoproterozóico, Pinheiro & Holdsworth 1997) compreende arenitos arcósios imaturos, intimamente relacionados com

conglomerados polimíticos, aflorando na terminação leste da Falha Carajás (Lima & Pinheiro 2001).

A granitogênese da região de Carajás é representada por (1) granitos subalcalinos, (2) granitos da Suíte Plaquê e (3) granitos anorogênicos paleoproterozóicos (Dall'Agnol *et al.* 1997).

- (1) Os granitos subalcalinos afloram tanto no DC como na zona de transição e são representados pelo Complexo Granítico Estrela, Granito Planalto (2747 ± 2 Ma, Huhn *et al.* 1999a), Granito Serra do Rabo ($2743 \pm 1,6$ Ma, Sardinha *et al.* 2001), e pelos granitos Velho Salobo (2573 ± 3 Ma, Machado *et al.* 1991) e Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma, Souza *et al.* 1996). Os dois últimos corpos, por força da escala, não estão representados na Figura 3.
- (2) Os granitóides metaluminosos a peraluminosos da Suíte Plaquê (2.729 ± 29 Ma, Avelar *et al.* 1999) são restritos à zona de transição e correspondem a vários corpos graníticos lenticulares e deformados na direção E-W, estando alojados no Complexo Xingu.
- (3) Os granitóides paleoproterozóicos representam a Suíte Granítica Anorogênica, que foi gerada durante um regime distensivo da tectônica da PMC. Suas características químicas e tectônicas indicam tratar-se de granitos do tipo-A (Dall'Agnol *et al.*, 1994), sendo os principais representantes as intrusões Cigano, Serra dos Carajás e Pojuca, todos com idades semelhantes, em torno de 1,88 Ga (Machado *et al.*, 1991).

3. DEPÓSITOS CUPRO-AURÍFEROS DE CARAJÁS

3.1. INTRODUÇÃO

Os depósitos de Cu-Au da PMC apresentam distintas tipologias. Uma possível classificação não-genética tem por base o conteúdo de óxidos de ferro hidrotermais, podendo-se distinguir (Villas, inédito): a) aqueles com quantidades maiores que 20% (Igarapé Bahia, Igarapé Salobo, Sossego, Cristalino e 118); b) aqueles com quantidades entre 5 e 20% (Águas Claras); e c) aqueles com quantidades inferiores a 5% (Breves, Serra Verde, Estrela e Gameleira) (Fig. 3).

Além desses depósitos, destaca-se também o depósito do Igarapé Pojuca, representado pelo corpo 4-E (Cu-Zn±Au), que é, por ora, o único depósito com significativas quantidades de esfalerita em Carajás.

a) Depósitos Cu-Au com óxidos de ferro > 20% (IOCG)

↳ Depósito cupro-aurífero de Igarapé Bahia

O depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia está hospedado nas rochas do grupo homônimo. Esse grupo compreende uma seqüência vulcanossedimentar metamorfisada sob condições de fácies xisto-verde e composta por rochas metavulcânicas máficas, metapiroclásticas e metassedimentares, bem como por formações ferríferas bandadas e brechas hidrotermais. Compreende quatro corpos de minério: Acampamento Norte, Acampamento Sul, Furo Trinta e Alemão.

As reservas do minério primário foram avaliadas em 219 Mt a 1,4% de Cu e 0,86g/t Au (Ferreira Filho, 1985; Almada, 1998; Tazava, 1999; Tallarico *et al.* 2000a). As reservas de minério aurífero oxidado totalizam 15 Mt com teor de 5 g/t Au e 14 Mt de minério com teor de 1,4 g/t Au (Tallarico *et al.* 2005).

O minério sulfetado ocorre principalmente nas brechas, de forma disseminada a maciça, sendo composto por calcopirita associada a magnetita e quantidades menores de bornita, molibdenita, cobaltita, digenita e pirita. Clorita, carbonato, anfibólio, quartzo, epidoto, apatita, biotita, pirosmalita e turmalina são os principais minerais da ganga. O ouro usualmente ocorre associado com calcopirita e cobaltita (Dreher & Xavier, 2005).

Os tipos de alteração hidrotermal nas brechas desse depósito são cloritização (abundante), carbonatação, sulfetação e magnetitização, registrando-se também, mas

de forma subordinada, silicificação e turmalinização (Almada, 1998; Almada & Villas, 1999; Soares *et al.* 1999; Galarza, 2002).

Estudos metalogenéticos têm sugerido duas hipóteses principais para a origem da mineralização: 1) singenética (Althoff *et al.* 1994; Almada & Villas 1999; Dreher & Xavier 2001; Villas & Santos 2001; Dreher 2004; Dreher & Xavier 2005 dentre outros) e 2) epigenética (Hunh & Nascimento 1997; Tallarico *et al.* 1998; Soares *et al.* 1999; Tazava & Oliveira 2000; Tallarico *et al.* 2002, dentre outros).

No último caso, o depósito Bahia é comparado aos depósitos do tipo Fe-Cu-Au-U-ETR (a exemplo do Olympic Dam) devido às altas salinidades dos fluidos hidrotermais e a sua composição mineralógica à base de magnetita e calcopirita com Au, U e ETRL e pouca pirita.

No caso da origem singenética, o depósito de Igarapé Bahia é considerado do tipo exalativo devido principalmente às suas características geológicas. Almada & Villas (1999) compararam o depósito Bahia a um depósito do tipo Besshi. Villas & Santos (2001) interpretaram este depósito como sendo um depósito formado em ambiente vulcanogênico. Dreher (2004) e Dreher & Xavier (2005) defendem uma origem vulcanogênica singenética para o depósito Igarapé Bahia, devido fundamentalmente ao ambiente geológico vulcanossedimentar, à sua associação com fluxos vulcânicos máficos e com outras rochas (hialoclastito, formações ferríferas, *chert* e turbidito), a existência de falhas sindeposicionais, além do caráter *stratabound* e da forte cloritização que existe nesse depósito.

↳ Igarapé Salobo

O depósito de Cu-Au de Igarapé Salobo está localizado a noroeste do Domínio Carajás e compreende quatro corpos de minério denominados A, B, C e D. Este depósito é hospedado pelas rochas do Grupo Igarapé Salobo, o qual corresponde a uma seqüência vulcanossedimentar metamorfisada sob condições de fácies anfíbolito e localmente piroxênio hornfels, consistindo de anfíbolitos, formações ferríferas bandadas, metagrauvas e quartzitos (Réquia & Fontboté, 2000). Suas reservas foram avaliadas em 994 Mt a 0,94% de Cu e 0,52 g/t Au (Farias & Saueressig, 1982; Vieira *et al.* 1988; Lindenmayer, 1990).

A mineralização consiste de sulfetos disseminados a maciços, que ocorrem principalmente em formações ferríferas do tipo silicático, nas quais os conteúdos de Cu e Au se elevam com o aumento dos teores de magnetita. Os principais minerais de minério são bornita, calcocita e calcopirita e, em menor abundância, molibdenita, covelita, uraninita, saflorita e cobaltita. Os minerais de ganga são representados principalmente por magnetita, ilmenita, grafita, grunerita, faialita, almandina, quartzo e biotita (Lindenmayer & Teixeira 1999). Os tipos de alteração hidrotermal mais comuns são a propilítica e a potássica (Villas & Santos, 2001).

A suíte metálica, tipos de alteração, composição do fluido e o ambiente tectônico têm sido evocados para considerar o depósito de Igarapé Salobo como do tipo Olympic Dam (Huhn e Nascimento, 1997; Oliveira *et al.* 1998; Tallarico *et al.* 1998; Lindenmayer & Teixeira, 1999; Soares *et al.* 1999; Tazava, 1999; Tallarico *et al.* 2000b).

↳ Cristalino

O depósito cupro-aurífero do Cristalino, com reservas avaliadas em torno de 500 Mt a teores de 1,0% Cu e 0,3 g/t Au (Huhn *et al.* 2000), está localizado na região da Serra do Rabo, junto à extremidade leste da falha Carajás. Este depósito encontra-se hospedado no Grupo Grão Pará, o qual, nesta área, é constituído por andesitos e rochas vulcanoclásticas intercaladas com formações ferríferas e metamorfasadas em condições de fácies xisto verde. Corpos dioríticos e quartzo dioríticos cortam essas rochas (Huhn *et al.* 1999b; Huhn *et al.* 2000).

O modo de ocorrência do minério inclui brechas, *stockworks*, disseminações e veios tanto nas rochas intrusivas quanto nas metamórficas. A calcopirita é o principal mineral de minério, seguida da pirita, magnetita, bravoíta, cobaltita, millerita, vaesita e ouro. K-feldspato, biotita, albita, escapolita, carbonato, clorita e quartzo são os principais minerais da ganga (Huhn *et al.* 1999b; Huhn *et al.* 2000).

Os tipos de alteração hidrotermal mais comuns decorrem do metassomatismo do K, Na e Fe, além da silicificação, sericitização, cloritização e carbonatação (Villas & Santos, 2001; Huhn *et al.* 2000).

Com base nos dados geológicos disponíveis, o depósito Cristalino tem sido descrito como do tipo depósito de Cu-Au rico em óxido de Fe de classe mundial (>100 Mt) (Huhn *et al.* 2000, Tallarico *et al.* 2005).

☞ Depósito do 118

O depósito de Cu-Au do 118 está localizado ao longo do principal lineamento E-W da porção sul do Bloco Carajás, no contato das rochas metavulcânicas do Grupo Grão Pará com ortogranulitos do Complexo Pium e migmatitos e gnaisses do Complexo Xingu. Suas reservas estão avaliadas em torno de 170 Mt a 1,0% Cu e 0,3 g/t Au (Rigon *et al.* 2000).

Na porção sul do depósito ocorrem granitos e gnaisses, bem como seqüências metavulcânicas de direção WNW-ESE (clorita xistos, magnetita xistos, metariolitos e tufos), cortados por corpos gabróticos e graníticos. A partir da porção central, em direção norte, domina uma seqüência vulcanossedimentar metamorfisada na fácies xisto verde e representada por metabasaltos, rochas vulcanoclásticas e formações ferríferas bandadas. Nessa seqüência existe uma zona de brechas hidrotermais e hidrotermalitos que cortam os demais tipos de rocha e hospedam a mineralização Cu-Au (Rigon *et al.* 2000; Albuquerque *et al.* 2001).

O depósito do 118 compreende duas zonas distintas: o *trend* principal e o *trend* 2. O *trend* principal, de direção E-W, hospeda o minério primário, presente principalmente em vênulas e constituído de calcopirita, pirita e bornita. Carbonato e fluorita, juntamente com o quartzo e filossilicatos, formam a ganga (Rigon *et al.* 2000). Ocorrem também pequenas cavidades preenchidas por covelita.

No depósito 118 são distinguidos cinco tipos de alteração hidrotermal: 1) potassificação; 2) cloritização; 3) silicificação; 4) sulfetação, e 5) carbonatação tardia (Albuquerque *et al.* 2001).

Assim como o depósito do Cristalino, o depósito 118 também é considerado do tipo de Cu-Au rico em óxido de Fe de classe mundial (Huhn *et al.* 2000, Tallarico *et al.* 2005).

b) Depósitos Cu-Au com óxidos de ferro entre 5 e 20%

↳ Águas Claras

O depósito de Cu-Au-(W-Bi-Sn) de Águas Claras, localizado aproximadamente 5 km a oeste do Granito Serra dos Carajás, encontra-se hospedado em metarenitos e metassiltitos da Formação Águas Claras, metamorfisados na fácies xisto verde, e em diques e *sills* gabróicos. As reservas do minério estão avaliadas em 9,5 Mt a teores de 2,43 g/t Au (Villas & Santos, 2001).

A mineralização primária ocorre em veios de quartzo ao longo de uma zona de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil, de direção geral NE-SW e mergulhos subverticais. Os principais sulfetos são representados pela pirita e calcopirita, seguidas da esfalerita, arsenopirita, galena, pirrotita, cobaltita, bismutinita e estanita. Os óxidos são representados pela magnetita, hematita e ferberita. O ouro aparece como uma liga metálica (75% Au e 25% Ag) e ocorre finamente incluso em arsenopirita, no contato entre calcopirita e pirita e em partículas isoladas nos agregados de calcopirita. Da ganga fazem parte principalmente quartzo, clorita, caolinita, turmalina e sericita (Soares *et al.* 1994, Silva & Villas, 1998).

Os principais tipos de alteração hidrotermal são a silicificação, cloritização, sericitização, turmalinização, argilização, carbonatação e epidotização (Soares *et al.* 1994; Silva & Villas, 1998).

O depósito distal Águas Claras está possivelmente associado ao alojamento de corpos anorogênicos paleoproterozóicos (Tallarico 2003), muito embora Silva *et al.* (2001) descartem esta possibilidade. Apesar da relação genética deste depósito com corpos intrusivos não ser clara, autores como Mougeot *et al.* (1996) acreditam que o Granito Serra dos Carajás tenha sido o responsável pela fonte de metais deste depósito.

c) Depósitos Cu-Au com óxidos de ferro < 5%

↳ Breves

O depósito de Cu-Au-(W-Bi-Sn) de Breves localiza-se a cerca de 9 km a nordeste da mina de ouro de Igarapé Bahia, às proximidades da falha Carajás, adjacientemente a zona apical de uma intrusão félsica paleoproterozóica (Nunes *et al.*

2001, Tallarico *et al.* 2004). As rochas hospedeiras do depósito são metarenitos, metassiltitos e metargilitos da Formação Águas Claras, metamorfisadas na fácies xisto verde baixa (Tallarico *et al.* 2004, Xavier *et al.* 2005). As reservas foram avaliadas em 50 Mt de minério primário a 1,22% Cu, 0,75 g/t Au, 2,4 g/t Ag, 1200 g/t W, 70 g/t Sn, 175 g/t Mo e 75 g/t Bi (Nunes *et al.* 2001).

Os minerais de minério formam disseminações nos metarenitos, dentro de um amplo halo de alteração de greisen, mas também ocorrem em sistemas de veios de quartzo similar ao estilo *stockwork*, que cortam as intrusivas félsicas e as unidades siliciclásticas (Tallarico *et al.* 2004). A existência de greisenização no depósito é contestada por estudos mais recentes que mostram estar a mineralização associada a uma zona de alteração fengítico-clorítica bem distinta do que se esperaria para um greisen (Botelho *et al.* 2005).

De uma forma geral, a mineralização gerou calcopirita disseminada e, subordinadamente, arsenopirita e pirita, bem como veios de pirita com quantidades variáveis de arsenopirita, pirrotita, molibdenita, ferberita, cassiterita e bismutinita. O ouro está contido preferencialmente nos veios, onde ocorre juntamente com bismuto nativo, teluretos com bismuto e arsenietos de cobalto; ocorrem também como inclusões na arsenopirita e, menos comumente, na calcopirita. Quartzo, clorita, turmalina e sericita destacam-se como minerais de ganga (Tallarico *et al.* 2004, Xavier *et al.* 2005).

Segundo Tallarico (2003), os depósitos do tipo Cu-Au-(W-Bi-Sn) de Carajás, dentre eles o depósito proximal de Breves, associam-se ao alojamento de diversos corpos anorogênicos, durante o Paleoproterozóico. A relação genética do depósito de Breves com corpos intrusivos é óbvia, pois o minério associa-se a um greisen situado na zona apical de um complexo granítico. No entanto, Botelho *et al.* (2005) defendem um modelo híbrido, com assinaturas mineralógicas e geoquímicas similares às de depósitos porfiríticos, do tipo IOCG e de Sn e W associados a cúpulas graníticas.

↵ Serra Verde

O depósito de Cu-Au Serra Verde encontra-se às proximidades do granito Estrela e está hospedado em anfibolitos, xistos, metagrauvas, formações ferríferas e, menos comumente, em rochas ultramáficas do Grupo Rio Novo, metamorfisados na

fácies hornblenda hornfels (Villas & Santos, 2001). É um pequeno depósito onde ocorrem lentes maciças de sulfetos associados com ouro. Um aspecto marcante do depósito é a presença de um manto gossânico caracterizado pela ocorrência de cuprita, goethita, cobre nativo, calcocita, covelita, além de malaquita, crisocola, pseudocrisocola e azurita (Reis & Villas, 1999). Não há dados publicados sobre as reservas do minério.

Os minerais de minério são representados pela calcopirita, pirrotita, pirita, cubanita, molibdenita e esfalerita, enquanto que a ganga é constituída por quartzo, Mg-hornblenda ou actinolita, ilmenita, F-apatita, biotita e magnetita. Os principais tipos de alteração hidrotermal são a silicificação, propilitização e turmalinização (Villas & Santos, 2001).

Reis & Villas (1999) e Villas & Santos (2001) consideram que a mineralização de sulfeto + ouro do depósito Serra Verde seja singenética, classificando-o como do tipo sulfeto maciço vulcanogênico (SMV), com base nos seguintes critérios: (1) natureza vulcanossedimentar da seqüência hospedeira; (2) modo de ocorrência dos minerais de minério na forma de lentes maciças concordantes com a estratificação das rochas encaixantes; e (3) presença de rochas ricas em quartzo e clorita, e turmalina associada com as lentes de sulfeto.

☞ Estrela

A síntese apresentada a seguir é baseada nos trabalhos de Lindenmayer *et al.* (2005, 2006) e Volp (2006).

O depósito de Cu-Au Estrela está localizado na porção leste da Serra dos Carajás, mas precisamente na Serra do Rabo, que é a extensão da Serra Leste. Na área de ocorrência do depósito dominam rochas andesíticas, gabróicas, riolíticas e formações ferríferas bandadas do Grupo Grão Pará que se encontram cortadas por ortoclásio-albita granito e quartzo diorito, de idade paleoproterozóica. Diques de diabásio representam a manifestação ígnea mais tardia na área. O depósito encontra-se hospedado em rochas vulcânicas daquele grupo, diretamente sobre a cúpula do granito. As reservas foram avaliadas em 230 Mt a 0,5% Cu com quantidades menores de Mo e raro Au e Sn.

A zona mineralizada encontra-se preferencialmente em andesitos e gabros alterados e parece ter sido controlada por *splays* da Falha Carajás. Veios, brechas e

stockworks são os estilos da mineralização mais importantes. Os principais minerais de minério são a calcopirita, pirita e pirrotita, com quantidades subordinadas de bornita, molibdenita e ouro. A ganga é representada por quartzo, magnetita, fluorita, albita, siderofilita, turmalina, epidoto, chamosita e topázio.

As rochas encaixantes do depósito Estrela foram afetadas por alteração cálcico-sódica precoce seguida por alteração potássica que se fez acompanhar por moderada ferrificação e sulfetação. A greisenização é localizada e a carbonatação representa a última fase da alteração hidrotermal.

O depósito Estrela é interpretado como do tipo híbrido, com características comuns tanto de depósitos IOCG como de cobre porfirítico, o qual foi tardiamente afetado por greisenização.

↪ Gameleira

O depósito de Cu-Au Gameleira corresponde à extensão leste do depósito Cu-Zn±Au do Pojuca. Este depósito está hospedado no Grupo Igarapé Pojuca e é composto por rochas vulcânicas de composição andesítica cortadas a SW por um *sill* gabróico. Na área, encontram-se também anfíbolitos, biotita xistos, formações ferríferas bandadas e/ou hidrotermalitos, nas quais estão alojadas duas intrusões graníticas paleoproterozóicas (sienito aplítico e quartzo-feldspato granito leucocrático) (Lindenmayer *et al.* 2001, Galarza 2002).

Biotitização (abundante), sulfetação, silicificação, cloritização e turmalinização são os mais comuns tipos de alteração hidrotermal (Galarza, 2002).

A mineralização é epigenética e venular e subordinadamente disseminada. Os minerais de minério consistem de calcopirita, bornita, ouro, molibdenita, pirita, cobaltita e cobalto-pentlandita associados à uraninita, fluorita, turmalina, quartzo e biotita. Nos hidrotermalitos a mineralização é, por outro lado, considerada singenética (Lindenmayer *et al.* 2001).

O depósito Gameleira é considerado um depósito cupro-aurífero com forte controle magmático, sendo caracterizado por baixo conteúdo de S e elevados teores de F-U-ETR.

↵ Igarapé Pojuca (Corpo 4E)

O depósito de Fe-Cu-Zn de Igarapé Pojuca está hospedada no grupo homônimo. O Corpo de Cu-Zn±Au 4E está situado num alinhamento estrutural a cerca de 20 km a NW da clareira N1 do depósito de ferro da Serra dos Carajás. Suas reservas estão avaliadas em torno de 58 Mt a 0,9% Cu e 8,5 Mt a 1% Zn (Winter, 1994).

O Grupo Igarapé Pojuca forma uma seqüência metavulcanossedimentar que é composta por anfibolitos, anfibólio xistos granatíferos, formações ferríferas bandadas, metarenitos e metassiltitos. Diques metamorfisados de gabro e diabásio, bem como intrusões de granito e aplito cortam essas rochas. O metamorfismo que atingiu as rochas deste depósito alcançou fácies xisto-verde a anfibolito.

Há dois tipos de minério: 1) corpos estratiformes hospedados principalmente nas formações ferríferas bandadas do tipo silicato-sulfetado e compostos por calcopirita, esfalerita, pirrotita, magnetita e por quantidades subordinadas de pentlandita e cubanita; e 2) veios hidrotermais, contendo calcopirita, esfalerita e pirrotita acompanhados ou não por quantidades traços de ilmenita, molibdenita, pirita, marcasita, cobaltita, mackinawita, hematita, cubanita, pentlandita e covelita. No primeiro caso, a ganga é representada principalmente por quartzo e anfibólios (grunerita e/ou hastingsita), enquanto que nos veios hidrotermais ocorrem clorita, quartzo, calcita, magnetita, anfibólios, apatita, feldspatos, turmalina, biotita, fluorita.

Propilitização e biotitização e/ou cloritização são os principais tipos de alteração hidrotermal (Medeiros Neto, 1985).

Hutchinson (1979) relaciona o depósito do Pojuca ao tipo Chipre. Medeiros Neto (1985) considera que este tenha características similares aos dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos proximais, tipo exalativo. Já Saueressig (1988) defende uma origem vulcano-exalativa. Mais recentemente, Winter (1994) sugere uma origem epigenética pós-metamorfismo regional associada a metassomatismo cálcio-sódico imposto por intrusões graníticas na área.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO DO SOSSEGO

O depósito cupro-aurífero do Sossego encontra-se ao sul do sistema transcorrente Carajás, na zona de contato entre os gnaisses do Complexo Xingu, ao sul, e as rochas metavulcânicas máficas a félsicas do Supergrupo Itacaiúnas, ao norte. A mineralização se desenvolveu em meio a intrusões granitóides e gabróicas, as quais têm formas alongadas e caráter sin-tectônico, sendo delimitadas por zonas de cisalhamento de direção ESE-WNW e intensamente hidrotermalizadas (Carvalho *et al.* 2004).

O depósito do Sossego compreende os corpos Sequeirinho, Sossego, Pista, Baiano e Curral (Fig.4). Os corpos Sequeirinho, Pista e Baiano respondem por 85% das reservas, cabendo aos corpos Sossego e Curral 15% das reservas.

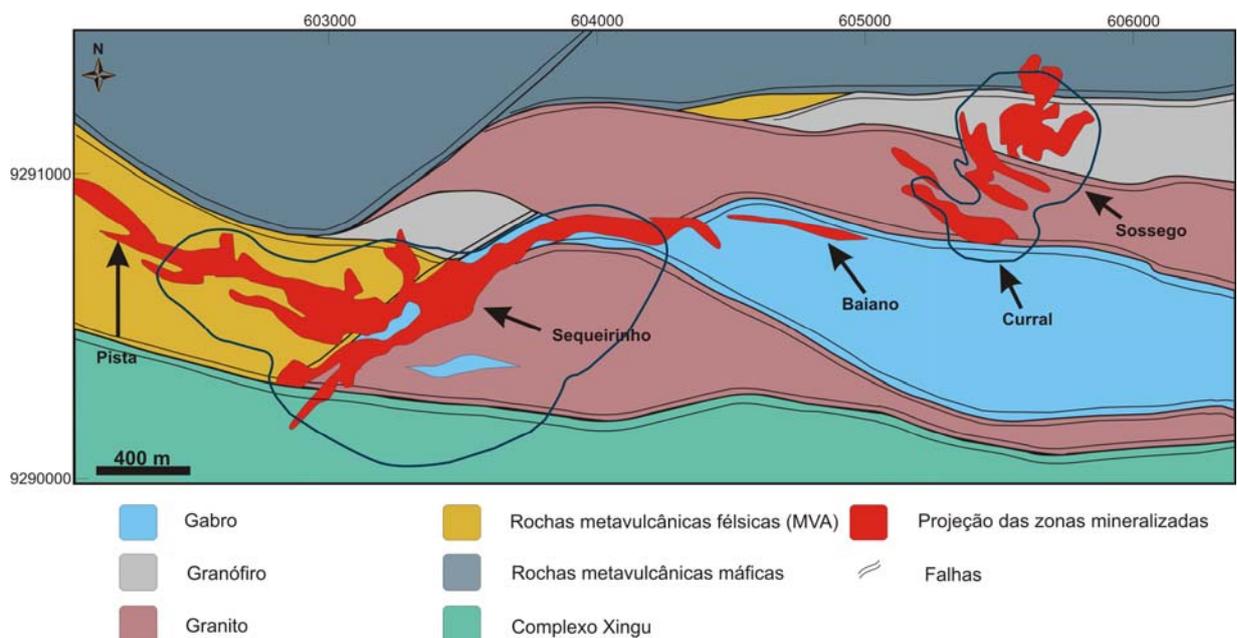


Figura 4: Mapa geológico simplificado do depósito de Cu-Au do Sossego com a localização dos corpos de minério Sequeirinho, Sossego, Pista, Baiano e Curral (Fonte: Monteiro *et al.*, submetido).

Na área da mina foram identificados granitóides, rochas máficas, rochas xistosas ricas em biotita (BIX) e hidrotermalitos, além de brechas e diques.

Os granitóides e as rochas máficas são rochas fortemente alteradas e mostram diferentes graus de deformação. Nas primeiras, observam-se variedades isótropas a milonitizadas, algumas com textura porfírica relativamente bem preservada. São constituídas de albita, quartzo, feldspato potássico, clorita, fengita, epidoto, actinolita e alanita, sendo que a albita é mais enriquecida nos granitóides mais félsicos e apresenta caracteristicamente textura de tabuleiro de xadrez. As rochas máficas consistem de epidoto, clorita, albita, Cl-K-Fe-hastingsita, escapolita, magnetita, quartzo e actinolita. Em algumas destas rochas, a actinolita é tão abundante que chega a formar actinolitos. As relações espaciais sugerem que as rochas máficas sejam posteriores aos granitóides, embora pareçam ser cortadas pelas variedades porfíricas. Com base em dados petrográficos, foi possível inferir que os protólitos dos granitóides consistiram de sienogranitos a dioritos, sendo os quartzodioritos os termos dominantes, enquanto que as rochas máficas correspondem a gabros e/ou diabásios.

As BIX (termo meramente descritivo) ocorrem localmente e apresentam variável grau de deformação, constituindo rochas, via de regra, bastante foliadas e recristalizadas, que ressaltam a alternância de finas bandas claras (ricas em quartzo e/ou escapolita) e escuras (ricas em biotita, Cl-K-Fe-hastingsita e turmalina). A escapolita, representada pela série marialita-meionita, apresenta razões Ca/Na entre 0,7 e 1,2 e teores de Cl de aproximadamente 8%. A biotita é rica em Cl ($\approx 3\%$) e a hastingsita revela concentrações médias de K e Cl de, respectivamente, 1% e 6,5% (Villas *et al.* 2005). Estas rochas correspondem a granitóides milonitizados ou a rochas ricas em argilo-minerais, halita e silvita (metaexalitos ?) (Neves *et al.* 2006; Rosa *et al.* 2006).

Dentre os hidrotermalitos, destacam-se os magnetititos e corpos de minério, alguns semi-maciços a maciços. Os magnetititos são caracterizados pela abundância de magnetita (> 50 %) e por quantidades subordinadas de epidoto, actinolita, clorita e subordinadamente calcopirita.

Os corpos de minério são formados essencialmente por sulfetos, magnetita, clorita, actinolita, escapolita, apatita, Cl-K-Fe hastingsita, biotita e quartzo, os primeiros

representados principalmente por calcopirita com quantidades subordinadas de siegenita e pirita. Os sulfetos apresentam granulação fina a muito grossa e são muito abundantes nos corpos de aspecto brechóide. Ocorrem também em *stockworks* e disseminações (Fig.5).



Figura 5: Fotografia de rocha máfica com sulfetos disseminados na frente de lavra (Corpo Sequeirinho).

Uma possível seqüência paragenética do minério seria Cl-K-Fe hastingsita + escapolita + Cl-biotita → magnetita + apatita + actinolita → calcopirita + clorita (Villas *et al.* 2005).

Quanto às brechas, há pelo menos dois tipos distintos: um com clastos angulosos a subarredondados de rochas máficas e granitóides e de grãos e agregados de magnetita e actinolita, dispersos em uma matriz constituída por calcopirita (Fig.6), magnetita, actinolita, apatita, titanita, quartzo e epidoto em proporções variáveis; e outro, mais comum, formado exclusivamente por clastos angulosos de rochas máficas hidrotermalizadas imersos em matriz que tem como principais constituintes carbonato, actinolita, quartzo, magnetita, calcopirita, epidoto e clorita. A primeira é observada apenas no corpo Sequeirinho.

Representando a fase ígnea mais tardia, os diques félsicos cortam todos os litotipos anteriormente descritos e são formados por rochas de composição dacítica a quartzo-diorítica, dominadas por plagioclásio, alanita, clorita, epidoto, magnetita/hematita e calcita. Registram-se, também, diques máficos, de composição diorítica ou gabróica com orientação principal WNW-ESE (Fig.7) e, subordinadamente, NW-SE.



Figura 6: Fotografia de testemunho de sondagem do furo 246/608,20-608,5m, correspondendo a brecha composta de clastos, arredondados a subarredondados, de rochas granitóides, imersos em matriz muito rica em calcopirita (Corpo Sequeirinho).

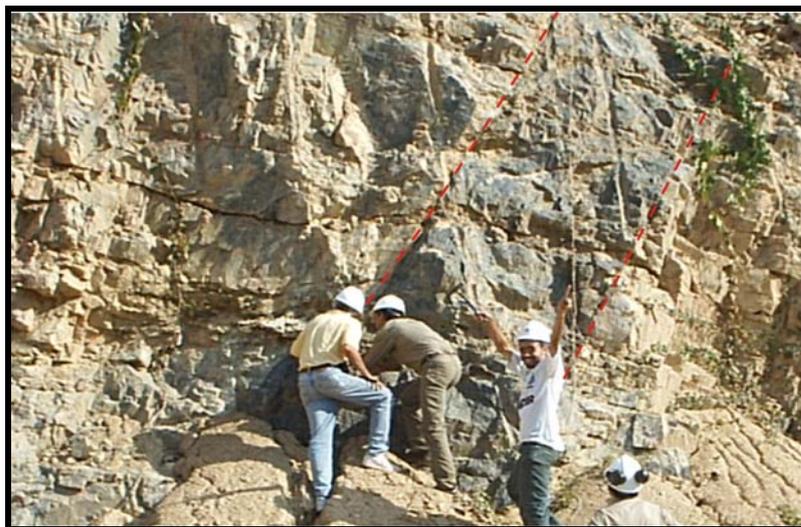


Figura 7: Fotografia de dique máfico, marcado pelas linhas vermelhas tracejadas, de direção WNW-ESE, cortando rocha granitóide (frente de lavra no Corpo Sequeirinho).

Na área do depósito Cu-Au do Sossego, ocorre um conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes destrais (ZCTD), de direção NE-SW com altos ângulos de mergulhos para SE. Essas zonas formam corredores de grande intensidade de deformação e, nas suas vizinhanças, promoveram uma rotação horária da foliação regional e, no seu interior, além de intenso fraturamento, a geração de uma variada gama de rochas cataclásticas, nas quais estão incluídas os corpos brechóides mineralizados (Morais & Alkmim, 2005).

De acordo com Ferreira *et al.* (2006), são identificados três tipos de metamorfismo no depósito do Sossego, os quais foram distinguidos com base nos anfibólios das rochas metabásicas. O primeiro corresponde ao hidrotermalismo submarino, de fácies xisto verde, que é marcado pela presença de pseudomorfos de actinolita de baixa temperatura, desenvolvidos a partir do piroxênio primário, em rochas basálticas que ainda preservam parcialmente as texturas ofítica e subofítica. O segundo é de contato da fácies hornblenda hornfels, provocado por intrusões félsicas adjacentes ao depósito. O último é do tipo dinâmico, de fácies anfíbolito, e relacionado a zonas de cisalhamento dúctil que irromperam a área.

Os corpos Sossego e Sequeirinho exibem estilos distintos de mineralização e alteração hidrotermal. Em seções verticais (Fig.8) observa-se que o corpo do Sossego tem forma irregular e se localiza em rochas granofíricas que se associam espacialmente com granitos, enquanto o corpo Sequeirinho apresenta forma alongada e está hospedado nas rochas máficas hidrotermalizadas associadas com granitos. Ambos os corpos de minério ocorrem próximo a zonas de falhas em contato com as BIX.

Morais & Alkmim (2005) descrevem o corpo Sequeirinho como uma peça tabular principal, de direção NE-SW e mergulho subvertical, à qual se engastam ramificações também de alto mergulho e concordantes com a foliação regional (Fig.9), tendo sido caracterizados tanto o controle litológico como o estrutural para a mineralização, o primeiro por corpos de rocha gabróica/diorítica e o último pelas ZCTD.

A mineralização nos dois corpos é caracterizada pela formação de calcopirita, pirita (com elevados conteúdos de Au, Se, As, Ni, Co e Pd), ouro (com 10,8 a 14,9% de Ag), siegenita, millerita, hessita, Pd-melonita, esfalerita, galena e cassiterita (Monteiro *et al.* 2004).

Os principais processos hidrotermais que afetaram as rochas do depósito do Sossego são albitização, sericitização, silicificação, cloritização e epidotização, actinolitização e escapolitização, sendo os dois primeiros mais comuns nas rochas graníticas e os dois últimos nas rochas máficas. Biotitização e escapolitização são marcantes nas BIX. Destaca-se, também, um forte metassomatismo de ferro que gerou os corpos de magnetitos nas zonas mais fraturadas. (Fig.10).

Ocorrem no depósito ainda vários veios/vênulas milimétricos a centimétricos de composição mono (calcita, quartzo ou epidoto) e poliminerálica (diferentes proporções de quartzo, clorita, calcita, epidoto, magnetita, K-feldspato, albita, calcopirita, apatita, allanita, hematita, escapolita e biotita), sendo ora concordantes ora discordantes à estruturação geral das rochas encaixantes. Veios discordantes de calcita e quartzo ou apenas de calcita (carbonatação) marcam os estágios mais tardios da alteração hidrotermal.

Segundo Villas *et al.* (2005), a mineralização de Cu-Au, no corpo Sequeirinho, é contemporânea à alteração propilítica e ocorreu principalmente na zona de contato entre as rochas máficas e os granitóides porfiríticos.

Do ponto de vista geoquímico, os corpos Sequeirinho e Sossego/Curral revelam uma assinatura que é marcada pelo enriquecimento em Cu-Fe-Au-Ni-Co-Se-V-P-ETRL e por baixos conteúdos de Ti e U (Carvalho *et al.* 2005; Villas *et al.* 2005).

A composição isotópica em termos de δD e $\delta^{18}O$ para fluidos em equilíbrio com a actinolita dos corpos Sequeirinho e Sossego é consistente com um componente predominantemente magmático e/ou metamórfico. A composição de $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$ em cristais de apatita (+15,2‰) do corpo Sossego é mais alta do que a esperada para água magmática, o que sugere processos de alteração com baixa razão fluido/rocha e/ou contribuição de água conata ao sistema hidrotermal (Monteiro *et al.* 2005). O mesmo foi observado em cristais de calcita (Neves *et al.* 2006), os quais também revelaram valores elevados para $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$ (+12,7‰).

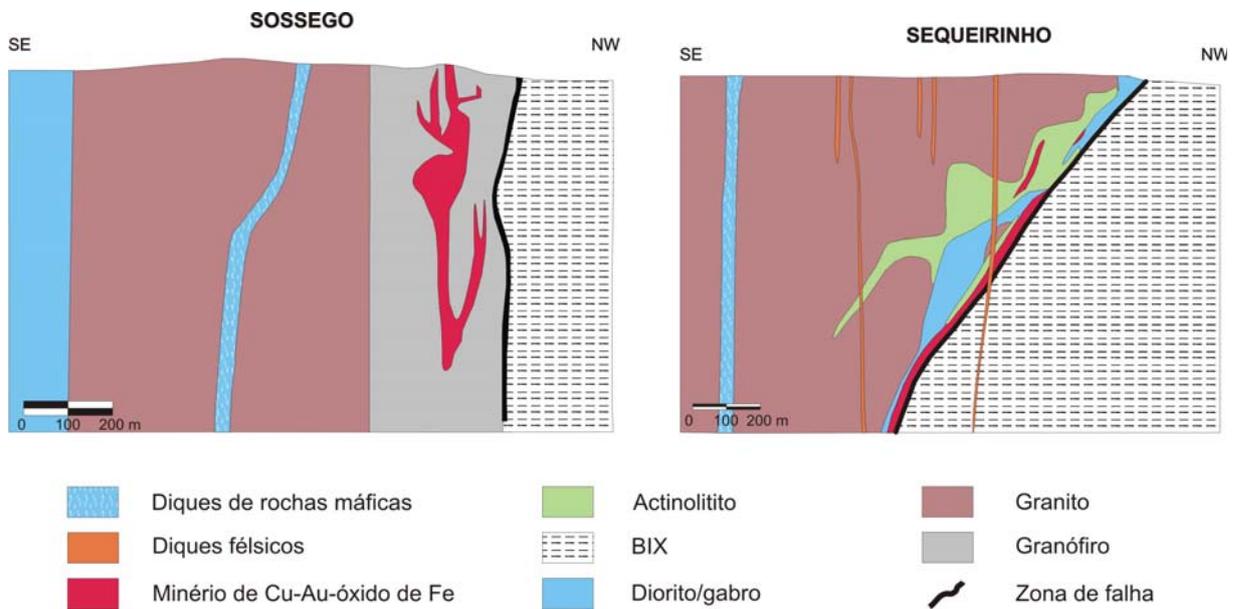


Figura 8: Seções SE-NW simplificadas da geologia dos corpos de minério do Sossego e Sequeirinho (Fonte: Monteiro *et al.* 2004; modificado).

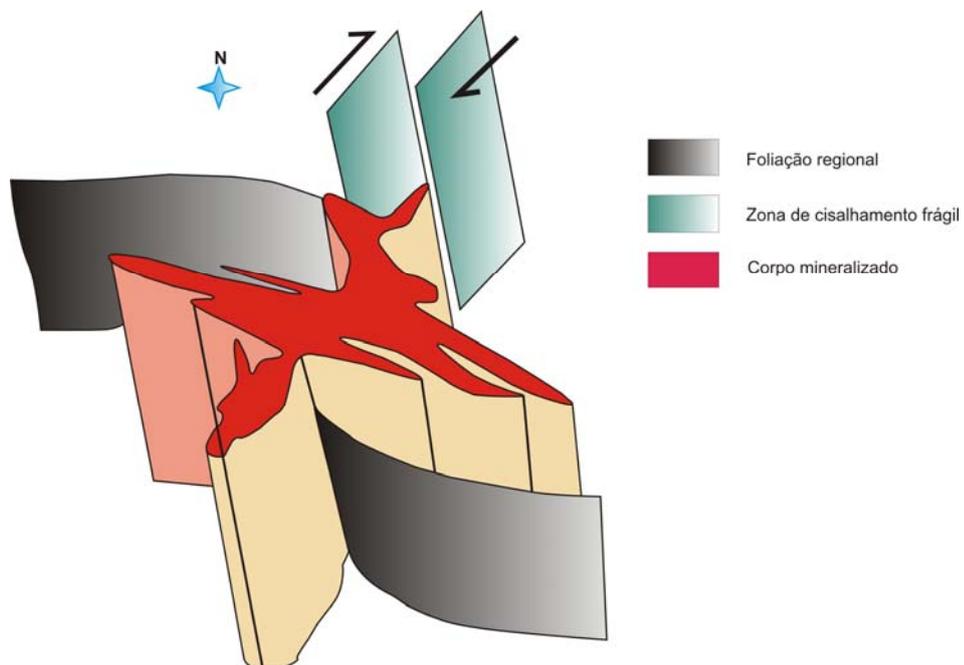


Figura 9 : Configuração espacial do minério do Corpo Sequeirinho controlado por zona de cisalhamento frágil (Morais & Alkimim, 2005).

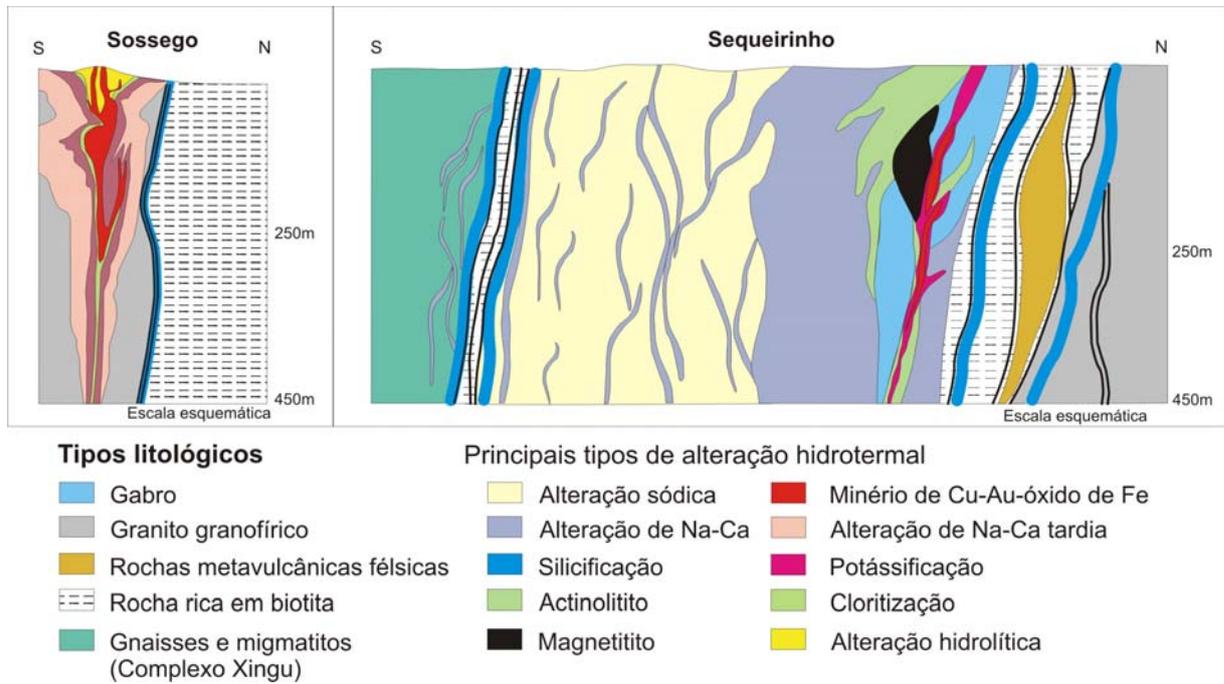


Figura 10: Perfis S-N esquemáticos dos Corpos Sossego e Sequeirinho mostrando a distribuição das zonas de alteração hidrotermal (Fonte: Monteiro et al., submetido).

5. RESULTADOS

5.1. PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO DEPÓSITO DO SOSSEGO

Foram estudados testemunhos de oito furos de sondagem do Corpo Sequeirinho, dois do Corpo Sossego, um do Baiano e um do Pista. As descrições petrográficas foram complementadas com dados obtidos por microscopia eletrônica de varredura, muitos dos quais foram cedidos gentilmente por colegas da UFPA que também fazem parte da equipe que estuda o depósito do Sossego.

5.1.1. Rochas encaixantes

a) Granitóides

➤ Variedades Não-Porfiríticas (GRA)

São rochas de granulação fina a média, que mostram grande variação na cor (róseo, branco dentre outras) e nos graus de alteração (moderado a forte) (Figs.11 A e B) e de deformação (isótropas a milonitizadas). Veios/vênulas de K-feldspato, clorita+epidoto e calcita cortam essas rochas em diversas direções e localmente tendem ao estilo *stockwork*. Disseminações de calcopirita são comuns.

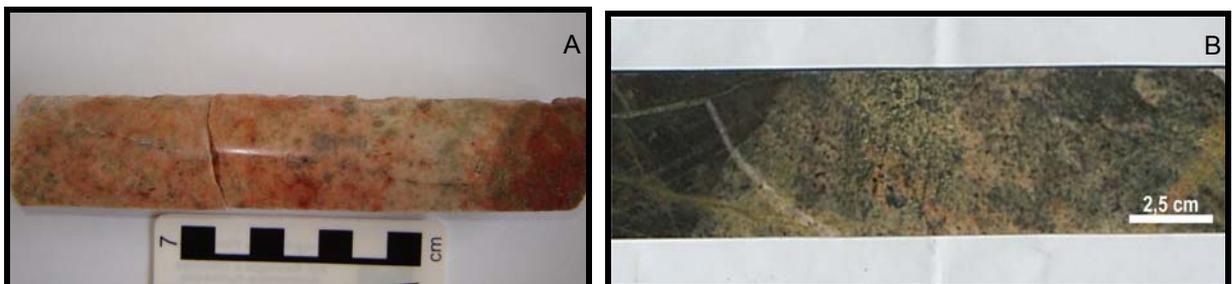


Figura 11: Fotografias de testemunhos de sondagens dos furos F-110/58,5m e SOSD-316/70,35m, respectivamente, A) granito róseo, fortemente albitizado; B) contato difuso entre rochas graníticas menos alteradas e rochas máficas (Corpo Sequeirinho).

Ao microscópio, são rochas inequigranulares compostas basicamente por albita, quartzo, anfibólio, K-feldspato, Ti-biotita, alanita, martita, clorita, epidoto, zircão, titanita e apatita.

Os cristais de albita apresentam, em geral, formas anédricas a subédricas com bordas comumente corroídas. A grande maioria dos grãos está leve a moderadamente sericitizada e epidotizada (Fig.12). Exibem geminação polissintética ou Carlsbad, e vários cristais apresentam textura em tabuleiro de xadrez.

O quartzo forma agregados de cristais anédricos com forte extinção ondulante, exibindo contatos suturados entre eles (Fig.13) e com os de albita. Raros grãos mostram suas bordas corroídas por clorita.

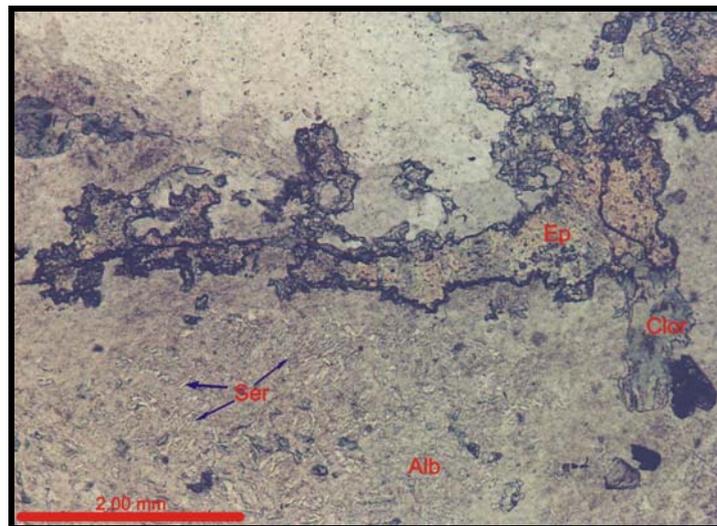


Figura 12: Fotomicrografia de cristais de albita sericitizados (Alb/Ser) e epidotizados (Ep) em rocha granítica (Amostra FD-266/55m – Luz Transmitida, Nicóis //, 2,5x).

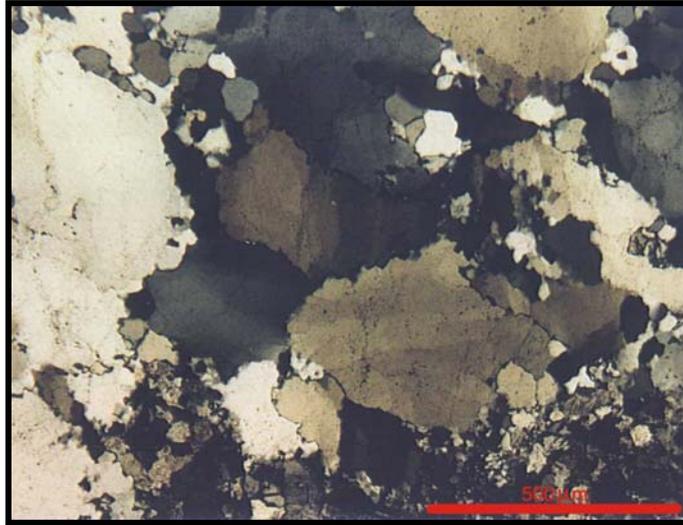


Figura 13: Fotomicrografia de contato suturado entre grãos de quartzo em rocha granítica (Amostra FD-266/55m – Luz transmitida, Nicóis X, 10x).

Finos cristais tabulares de anfibólio (actinolita e Cl-K-Fe-hastingsita) constituem vênulas que cortam cristais sericitizados de albita ou os substituem, em geral, ao longo dos planos de geminação. Aparecem também associados aos raros cristais de K-feldspato.

Finas palhetas de biotita ricas em Ti estão bastante cloritizadas e carbonatadas e ocorrem de maneira isolada.

A martita, que substitui pseudomorficamente a magnetita, parcial ou completamente, forma grãos finos a muito finos e anédricos.

Raros cristais euédricos de alanita (Fig.14), alguns zonados, e de apatita estão presentes, bem como cristais subédricos de zircão e titanita. Localmente, observam-se agregados hidrotermais, de granulação fina, de cristais de Hf-zircão, quartzo, Mn-ilmenita e possivelmente uranotorita ou torogumita, todos identificados por MEV.

A composição mineralógica dos granitos, em particular a presença de albita com textura tabuleiro de xadrez, denunciando a preexistência de feldspato alcalino, permite inferir que os prováveis protólitos foram sienogranitos a dioritos, sendo os quartzodioritos os termos dominantes.

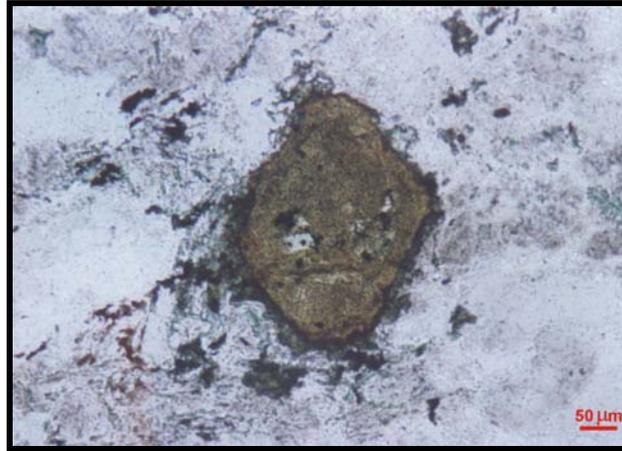


Figura 14: Fotomicrografia de cristal euédrico isolado de alanita em rocha granítica (Amostra FD-266/55m – Luz transmitida, Nicóis //, 50x).

➤ Variedades Porfíricas (MVA)

São rochas de coloração cinza escuro, mas é comum mostrarem coloração rósea devida à albitização (Fig.15). São, em geral, isótropas e só localmente mostram-se foliadas. Ocorrem, contudo, variedades milonitizadas que geraram rochas ricas em biotita (BIX), as quais serão mais bem detalhadas adiante. A granulação varia de fina a média e a textura porfírica fica evidenciada pela presença de fenocristais de plagioclásio e quartzo. Localmente, observam-se concentrações de carbonato que ocorre associado a finos cristais de calcopirita.



Figura 15: Fotografia de testemunho de sondagem do furo 266/473,3, correspondendo à variedade MVA albitizada (corpo Sequeirinho).

Ao microscópio, são rochas fortemente alteradas, que exibem leve a forte orientação, sendo constituídas por fenocristais de albita (Fig.16) imersos em uma matriz fina a média composta basicamente por actinolita, quartzo, albita, apatita, epidoto, magnetita, titanita, clorita e calcopirita. Localmente, observa-se um bandamento irregular poliminerálico, em que bandas ricas em anfibólio+quartzo e em magnetita se alternam (Fig.17).

Os cristais de actinolita formam concentrações maciças com distribuição muito aleatória. Associam-se, normalmente, à albita e ao quartzo. Localmente, estão orientadas (textura nematoblástica) juntamente com os outros minerais. Os grãos de quartzo exibem contatos retilíneos com os de albita e corroídos com as palhetas de clorita. Exibem moderada extinção ondulante.

Em geral, os fenocristais de albita são subédricos a anédricos e límpidos, mas há aqueles parcialmente substituídos por epidoto e actinolita. Outros estão muito alterados para um material de aspecto sujo não identificado (argilizados?), e envoltos por mineral transparente e límpido, possivelmente apatita. É comum esses fenocristais se mostrarem corroídos e penetrados pela matriz ou terem suas bordas parcialmente delineadas por palhetas de clorita. Alguns cristais apresentam maclas polissintéticas, nem sempre contínuas e do tipo Carlsbad, enquanto outros apresentam textura tabuleiro de xadrez. A apatita também se destaca como fenocristais subarredondados na matriz.

A magnetita ocorre na matriz em finos cristais, em geral ao longo dos planos de foliação, e em cristais médios a grossos nas variedades bandadas.

Os grãos de titanita são raros e anédricos. Também são raros os grãos de calcopirita, que são finos a muito finos. Vênulas monominerálicas de titanita, de albita límpida e maclada, de quartzo e de anfibólio cortam discordantemente os planos de foliação. Registram-se, ainda, outros veios/vênulas, destacando-se aqueles compostos de quartzo + albita e de epidoto + albita + calcopirita + pirita + actinolita + clorita + titanita.

Com base em dados petrográficos, possíveis protólitos para essas rochas seriam quartzodioritos a dioritos porfiríticos.

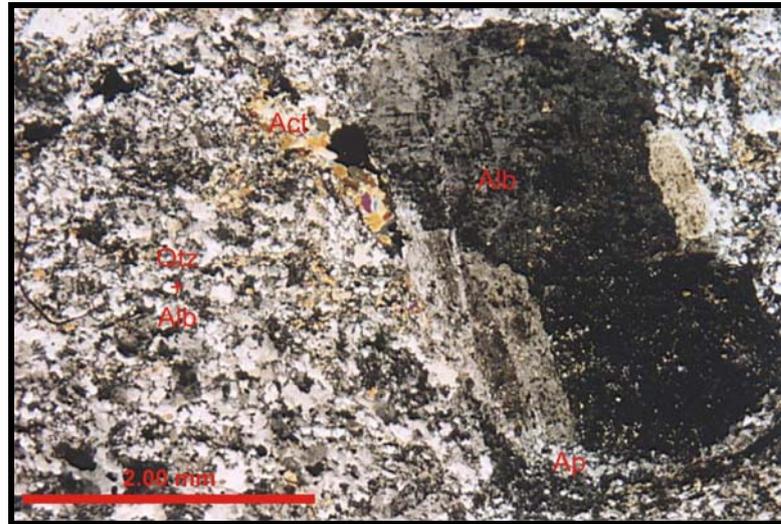


Figura 16: Fotomicrografia de fenocristal de albita (Alb) envolto por finos cristais de apatita (Ap) e imerso em uma matriz fina constituída principalmente de actinolita (Act), quartzo (Qtz) e albita nas MVA (Amostra FD-266/440B – Luz transmitida, Nicóis X, 2,5x).

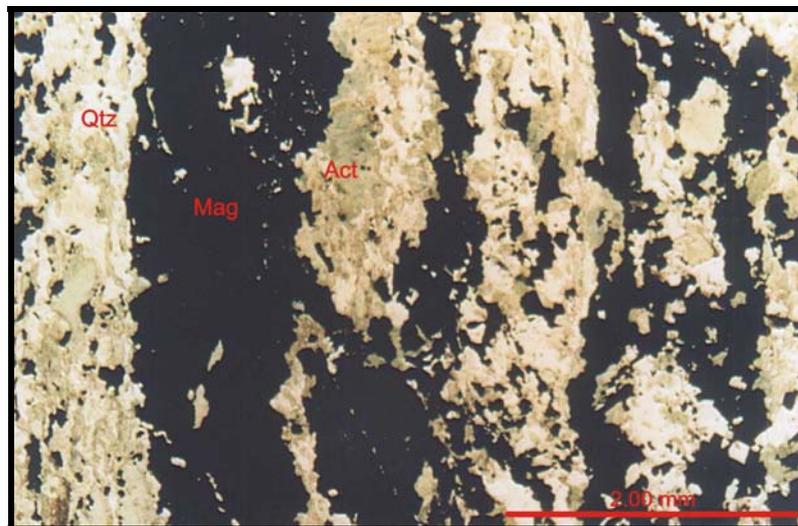


Figura 17: Fotomicrografia do bandamento milimétrico nas rochas MVA, em que bandas irregulares ricas em actinolita+quartzo (claras) e em magnetita (escuras) se alternam (Amostra FD-37/391m – Luz transmitida, Nicóis //, 2,5x).

b) Rochas Máficas

➤ Gabróicas (GBA)

São rochas bastante alteradas, em geral isotrópicas, porém algumas exibem forte estruturação. São de coloração cinza escuro, de granulação variando de fina a média e cortadas por veios milimétricos a centimétricos de quartzo, epidoto/clorita (Fig.18 A) e carbonato (Fig.18 B).

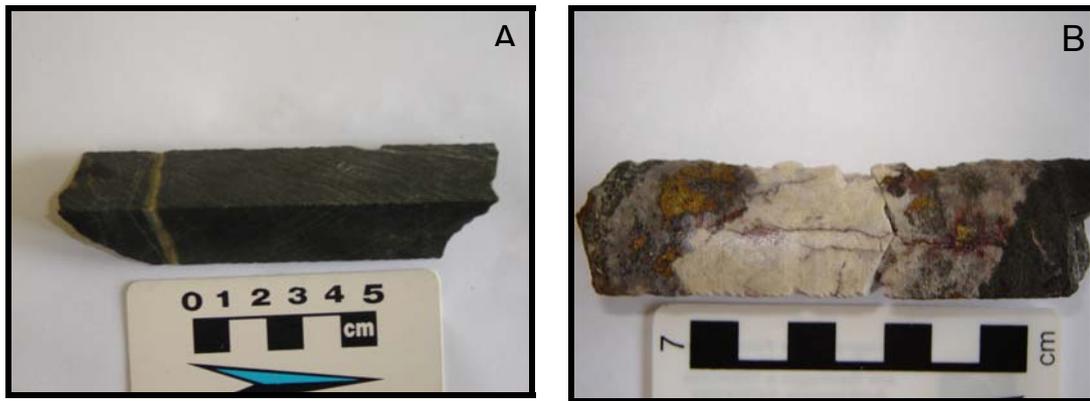


Figura 18: A) Fotografia de testemunho de sondagem do furo 37/238,9m de GBA de coloração cinza escuro, sendo cortado por veios milimétricos de epidoto/clorita (Corpo Sequeirinho); B) Foto de testemunho de sondagem do furo 380 (150,95m) de gabro, cortado por veio de calcita, associado com calcopirita (Corpo Sossego).

Ao microscópio, são rochas inequigranulares e compostas de escapolita, Cl-K-Fe-hastingsita \pm actinolita, albita, Cr-clorita, epidoto, quartzo, além de apatita, titanita, Cr-magnetita, calcopirita, alanita e biotita (finamente granulada). A textura predominante é a granoblástica, no entanto há porções levemente orientadas principalmente aquelas em que a Cl-K-Fe-hastingsita e actinolita são abundantes.

Os cristais de escapolita são subédricos a anédricos, mostram as bordas corroídas e exibem comumente inclusões de quartzo, Cl-K-Fe-hastingsita \pm actinolita ou biotita. Cl-K-Fe-hastingsita e actinolita estão intimamente associadas e ocorrem em cristais anédricos, que se tornam alongados onde quer que a rocha exiba forte orientação.

Os cristais de albita, via de regra, apresentam-se sem geminação, porém observam-se raros grãos não alterados que preservam as maclas polissintética e da periclina. Outros mostram a geminação Carlsbad. Os grãos de epidoto ocorrem em finos cristais, geralmente associados com finas palhetas de clorita.

Os cristais de quartzo são raros na rocha e exibem forma anédrica, enquanto que os de apatita formam agregados de grãos euédricos a subédricos. Grãos de titanita também são raros, sendo que alguns se mostram estirados e orientados paralelamente aos planos de foliação.

Os cristais de magnetita apresentam formas geralmente anedrais corroídas e microfraturas preenchidas por clorita \pm biotita \pm titanita. Localmente a magnetita exhibe lamelas de exsolução de ilmenita (Fig.19), enquanto em outros a martitização, parcial ou total, é característica (Figs.20 e 21). Raros cristais anédricos de calcopirita encontram-se disseminados na rocha.

Várias vênulas cortam as rochas gabróicas, principalmente de epidoto + albita. Outras são constituídas de albita + K-feldspato, albita (descontínuas) e magnetita + albita + epidoto \pm allanita.

De acordo com os dados petrográficos, sugere-se que essas rochas sejam derivadas de gabros e/ou diabásios.

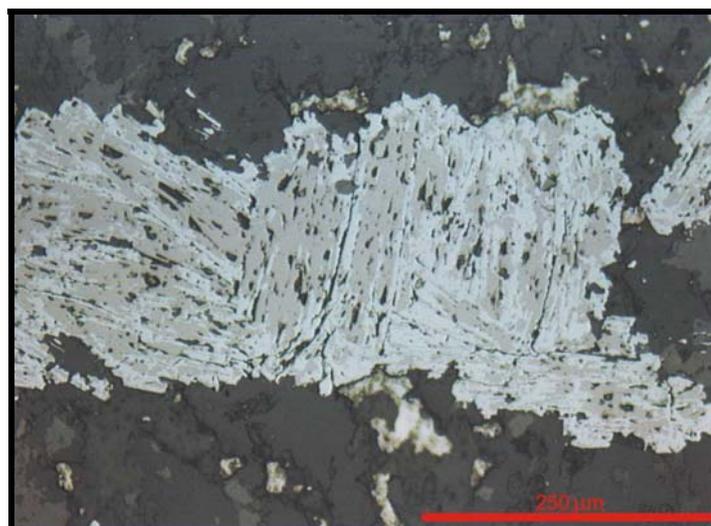


Figura 19: Fotomicrografia de cristal de magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita nas rochas gabróicas (Amostra FD-352/67,85m) associado com calcopirita (Luz refletiva, Nicóis //, 20x).

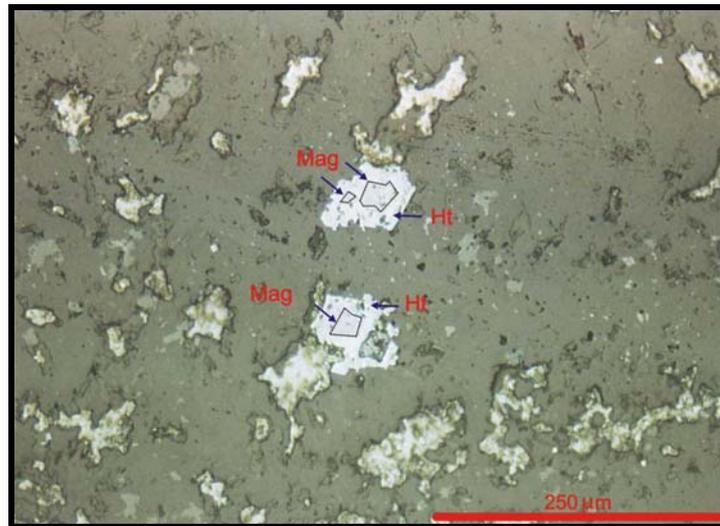


Figura 20: Fotomicrografia de cristais de magnetita martitizada nas rochas gabróicas. Mag = magnetita e Ht = hematita (Amostra FD-352/67,85m– Luz refletiva, Nicóis //, 20x).

➤ Actinolitito (ACT)

Rocha isótropa de coloração cinza esverdeada, de granulação fina a média (Fig.21), constituída por anfibólio, plagioclásio e calcopirita. Vênulas de epidoto e clorita cortam essas rochas.



Figura 21: Fotografia de testemunho de furo de sondagem (Amostra 352/93,8m) correspondente a actinolitito de coloração cinza esverdeado (Corpo Sequeirinho).

Microscopicamente, essas rochas apresentam como principais minerais actinolita, albita, quartzo, magnetita, epidoto, clorita e calcopirita.

Os cristais de actinolita são de granulação média e variam de subédricos a anédricos, porém também ocorrem cristais de granulação mais fina (recristalização). Alguns apresentam leve extinção ondulante. Normalmente formam concentrações maciças e só localmente se associam à albita e ao quartzo ou encontram-se levemente orientado.

Os cristais de albita são, em geral, límpidos, anédricos e apresentam bordas corroídas. Alguns grãos mostram sinais de preservação do maclamento polissintético, mas, na maioria, são substituídos por cristais de actinolita. Os grãos de quartzo são, em geral, corroídos e fraturados.

A maioria dos cristais de magnetita apresenta as bordas corroídas (Fig.22). São inequigranulares com tamanhos variados e formas irregulares, alguns com lamelas de exsolução de ilmenita e, via de regra, estão substituídos pela actinolita.

Várias vênulas cortam os actinolititos, destacando-se as de: 1) quartzo; 2) quartzo + albita; 3) anfibólio; 4) epidoto; 5) epidoto + clorita, e 6) pirita + magnetita+ calcopirita.

Os prováveis protólitos dos actinolititos seriam as rochas máficas que foram submetidas a intenso hidroteralismo.



Figura 22: Fotomicrografia de cristal de magnetita nos actinolititos apresentando as bordas corroídas pela substituição da actinolita (Amostra FD-352/93,8m– Luz transmitida, Nicóis //, 5x).

c) Rochas xistosas ricas em biotita - BIX

São rochas com foliação penetrativa que chegam a desenvolver bandamento milimétrico a centimétrico, em que bandas claras alternam com bandas escuras (Fig.23). A granulação é fina a média e localmente ocorrem pontuações de calcopirita. Veios/vênulas de quartzo cortam o bandamento das rochas.



Figura 23: Fotografia de testemunho de furo de sondagem (Amostra 211/87,03m) correspondente à rocha rica em biotita, ressaltando o bandamento milimétrico caracterizado pela alternância de bandas claras ricas em quartzo e/ou escapolita e escuras ricas em biotita, Cl-K-Fe-hastingsita e turmalina (Corpo Pista).

A rocha mostra notável bandamento, textura porfiroblástica e sinais de intensa deformação, sendo constituída por biotita, quartzo e escapolita, além de quantidades menores de epidoto, allanita e Cl-K-Fe-hastingsita \pm actinolita, martita e calcopirita.

As bandas escuras são constituídas por palhetas de biotita (rica em Cl) de tamanho variado, distribuídas ao longo da foliação milonítica, mas sem orientação preferencial. Ocorrem também, embora em menores quantidades, Cl-K-Fe-hastingsita e turmalina, se bem que localmente estes minerais sejam abundantes.

Nas bandas mais claras dominam a escapolita e o quartzo, porém também estão presentes vários dos minerais constituintes das bandas escuras. Os grãos de escapolita são de granulação fina, porém alguns alcançam 2 mm de comprimento (porfiroblastos). Nota-se, ainda, que nestes porfiroblastos, em geral a escapolita aparece de forma

subarredondada e com abundantes inclusões de biotita. Raramente, os cristais de escapolita mostram sinais de estiramento.

Os porfiroblastos de quartzo apresentam forte extinção ondulante e normalmente ocorrem em cristais estirados, que se destacam em uma matriz fina acompanhando os planos de foliação milonítica (Fig.24). Já os cristais mais finos, juntamente com as palhetas de mica branca (fengita), se concentram em faixas milimétricas bem regulares.

Raros grãos de epidoto e de alanita são observados. Registram-se, ainda, cristais subédricos de calcopirita e pirita normalmente associados ao anfibólio.

A magnetita não é comum e ocorre, normalmente, como cristais de granulação fina a média, de forma anédrica a subédrica e aparecem sempre associados com o anfibólio e com a biotita. A martitização é incipiente (Fig.25).

Os cristais de calcopirita exibem aspecto esqueletal, sendo normalmente substituídos por biotita. Observam-se, localmente, vênulas de actinolita cortando a Cl-K-Fe-hastingsita.

Muito provavelmente essas rochas correspondem a granitóides milonitizados pelos quais circularam fluidos de alta salinidade adquirida em fontes externas (evaporitos? metaaxalitos?).



Figura 24: Fotomicrografia da textura porfiroblástica, em que cristais de quartzo encontram-se imersos em uma matriz fina acompanhando os planos de foliação milonítica das BIX (Amostra FD-352/154, 1m – Luz transmitida, Nicóis X, 2,5x).

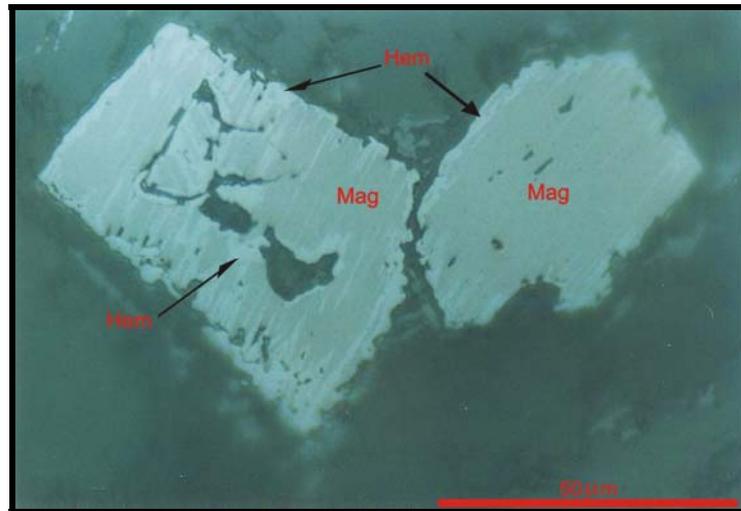


Figura 25: Fotomicrografia de cristais de magnetita incipientemente martitizados das BIX (Amostra FD-352/266,08m – Luz refletida, Nicóis //, 50x).

5.1.2. Hidrotermalitos

➤ Magnetitito (MAG)

Essas rochas são maciças, de granulação fina a grossa, que apresentam coloração cinza esverdeada e abundante magnetita, a qual se distribui de forma irregular dentro de massa silicática verde constituída por clorita + actinolita + epidoto (Fig.26). Localmente, observam-se concentrações de calcopirita.



Figura 26: Fotografia de testemunho de furo de sondagem (Amostra 33/364,1m) correspondente a magnetitito. Notar concentrações de minerais verdes (clorita + actinolita + epidoto) associadas à magnetita (parte escura) (Corpo Sequeirinho).

Essas rochas são inequigranulares, isotrópicas, constituídas basicamente por magnetita (> 50%), apatita, calcopirita e siegenita, além de actinolita, epidoto, albita, quartzo e titanita.

Os cristais anédricos de magnetita são de granulação grossa a fina e ocorrem em agregados irregulares. Localmente, alguns cristais exibem textura esquelética, enquanto outros mostram fraturas preenchidas por minerais félsicos.

Os grãos de apatita exibem forma subédrica a euédrica e mostram-se muito fraturados e com moderada extinção ondulante. Alguns cristais apresentam inclusões de fases opacas. Os cristais de actinolita são anédricos e comumente têm as bordas corroídas por epidoto, o qual raramente apresenta formas prismáticas.

A calcopirita apresenta tamanhos variados e forma anédrica. Em geral, acompanha a magnetita ou os finos cristais anédricos de siegenita. Tanto a calcopirita quanto a siegenita ocorrem em espaços intersticiais da apatita (Fig.27).

A albita forma cristais anédricos e sem sua geminação característica. Cristais anédricos de titanita, corroídos e de aspecto sujo, bem como de quartzo ocorrem subordinadamente.

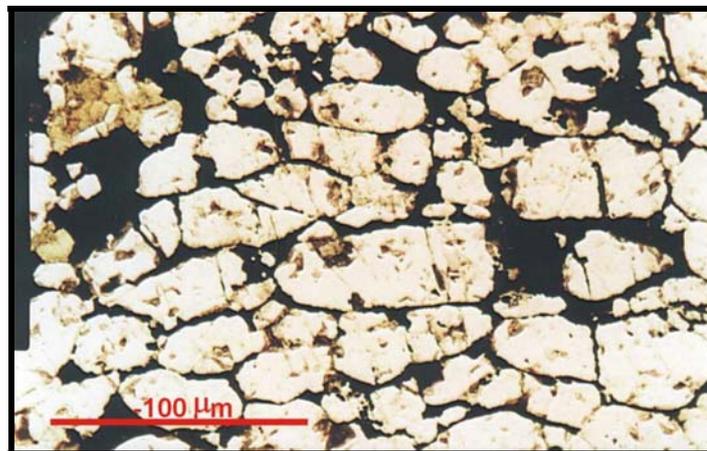


Figura 27: Fotomicrografia de minerais opacos (magnetita+calcopirita+siegenita) ocupando os espaços intersticiais de cristais subédricos a euédricos de apatita (fases claras) dos magnetitos. Destaque para as microvênulas de magnetita e/ou calcopirita que cortam alguns dos cristais de apatita (Amostra FD-37/572m – Luz transmitida, Nicóis //, 20x).

➤ Rocha Mineralizada – Corpo Sequeirinho (BSE)

Rocha maciça, com aspecto brechóide, em que cristais centimétricos predominantemente de actinolita ocorrem imersos em uma matriz rica em calcopirita (Fig.28 A). Cristais de quartzo são raramente observados (Fig.28 B). A albitização foi incipiente, mas a epidotização foi mais marcante.

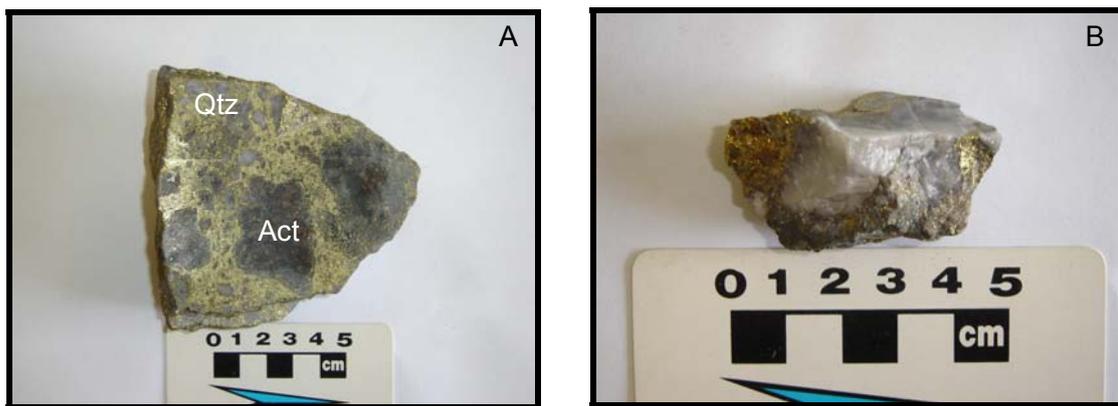


Figura 28: Fotografias de amostras de rocha mineralizada da frente de lavra. A) Cristais centimétricos de actinolita e quartzo, imersos em matriz muito rica em calcopirita; B) Cristais centimétricos de quartzo associados à calcopirita (Corpo Sequeirinho).

Essas rochas são isotrópicas, nas quais predominam magnetita, apatita e, em menor quantidade, escapolita, clorita, actinolita, epidoto cimentados por calcopirita ± siegenita.

Os megacristais de magnetita chegam até 4 mm de dimensão e mostram as bordas corroídas pela matriz (Fig.29). Aparecem envolvidos pela calcopirita, sendo que alguns apresentam fraturas preenchidas por este mineral.

Os grãos de apatita são, na maioria, anédricos, no entanto raros cristais prismáticos foram observados. Apresentam, em geral, menores dimensões do que os cristais de magnetita. Observou-se que finos grãos de apatita envolvem alguns dos megacristais de magnetita.

Os grãos de escapolita e de actinolita são anédricos e aparecem envolvidos pela calcopirita (Fig.30). A clorita ocorre tanto como palhetas quanto em cristais irregulares. O epidoto (alterado para alanita) possui forma anédrica.

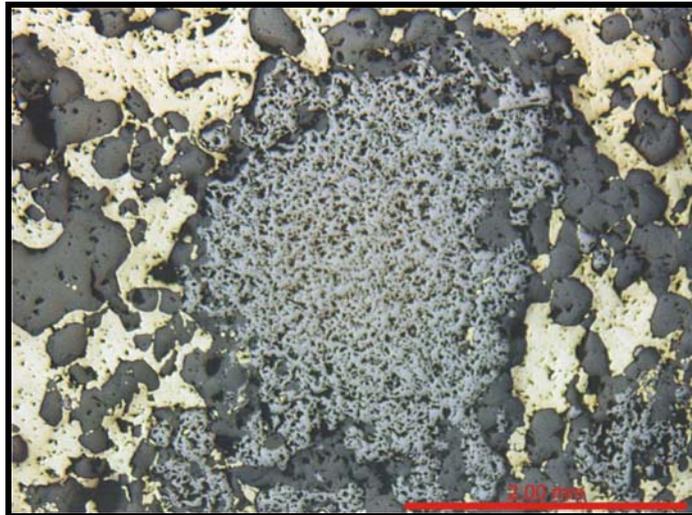


Figura 29: Fotomicrografia de megacristais de magnetita com as bordas corroídas pela matriz rica em calcopirita e escapolita das BSE (Amostra FD-33/478,0-478,1m – Luz refletida, Nicóis //, 2,5x).

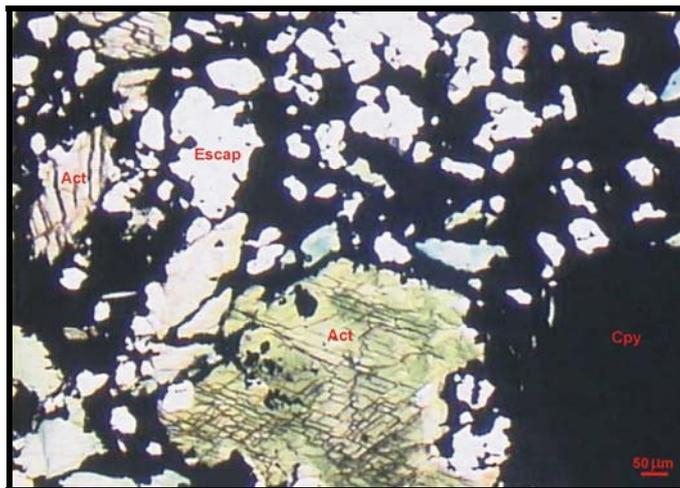


Figura 30: Fotomicrografia de cristais anédricos de escapolita (escap) e actinolita (Act) envolvidos por calcopirita (Cpy) das BSE (Amostra FD-33/478,0-478,1m – Luz transmitida, Nicóis //, 40x).

A calcopirita aparece sempre envolvendo os demais minerais e a siegenita ocorre freqüentemente associada à calcopirita (Fig.31). Estes dois sulfetos estão em aparente contato de equilíbrio e muito provavelmente eles foram coprecipitados.

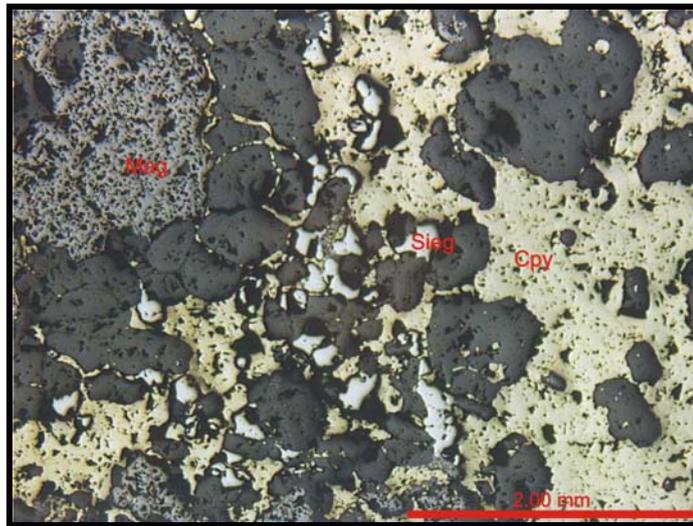


Figura 31: Fotomicrografia de calcopirita (Cpy) envolvendo cristais de escapolita existentes nas BSE. Notar a presença da siegenita (sieg) em aparente contato de equilíbrio com a Cpy (Amostra FD-33/478,0-478,1m – Luz refletida, Nicóis //, 2,5x).

5.1.3. Brechas – Corpo Sossego

Rocha verde acinzentada de granulação fina na matriz, contendo diversos clastos de rochas, predominando os de rocha máfica hidrotermalizada. Esses clastos são angulosos a subarredondados, de tamanho variando de centimétrico a decimétrico (Fig.32). Os clastos de granito estão bastante cloritizados e cimentados por calcita, e normalmente apresentam coroa de magnetita nas bordas. Vênulas tardias de calcita cortam a brecha.



Figura 32: Fotografia de testemunho de sondagem do furo 380/122,40-197,75m, correspondendo a brechas constituídas de clastos de rocha máfica hidrotermalizada de tamanhos variados. Esses clastos estão bastante cloritizados, normalmente apresentam coroa de magnetita nas bordas e acham-se cimentados por calcita (Corpo Sossego).

Essas rochas são constituídas principalmente por calcita, magnetita, apatita, quartzo, clorita, alanita e calcopirita, em sua matriz.

Os cristais de calcita são anédricos com granulometria média a grossa. Os opacos são representados por agregados de magnetita e calcopirita. A magnetita ocorre como cristais subédricos a anédricos com granulometria fina a grossa. Alguns cristais estão fraturados, outros são substituídos por carbonato e/ou clorita (Fig.33). A calcopirita ocorre em menor quantidade como cristais anédricos com granulometria média a fina. Normalmente, ocupam a parte central dos cristais de magnetita (Fig.34) e raramente ocorrem em suas bordas.

Os cristais anédricos de quartzo e os euédricos de apatita apresentam granulação grossa a fina e ocorrem dispersamente na rocha. Os grãos de clorita apresentam granulação fina a média, de forma anédrica e raramente tabular. Aparecem preenchendo fraturas e/ou nas bordas da magnetita.

Os raros cristais subédricos a anédricos de alanita são finos e ocorrem próximos aos opacos.

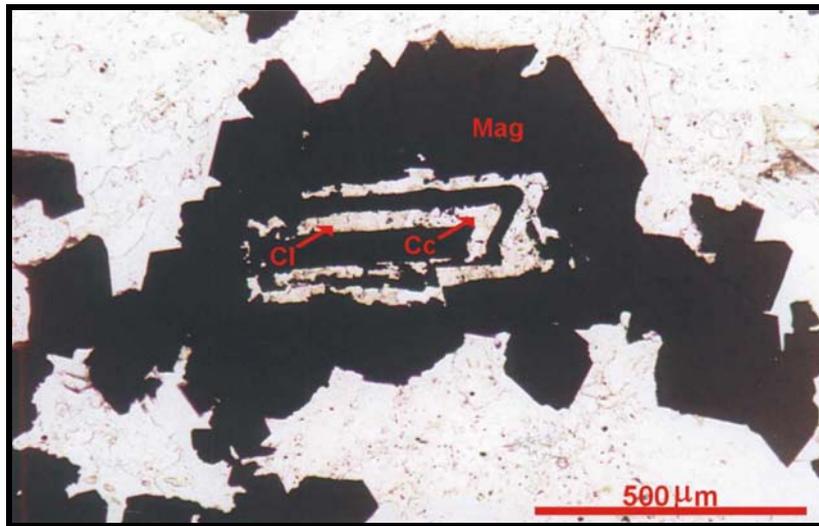


Figura 33: Fotomicrografia de agregado de cristais subédricos a anédricos de magnetita exibindo substituição por calcita (Cc) e clorita (Cl) a partir das partes mais internas nas brechas (Amostra 234,4-234,65A – Luz transmitida, Nicóis //, 10x).

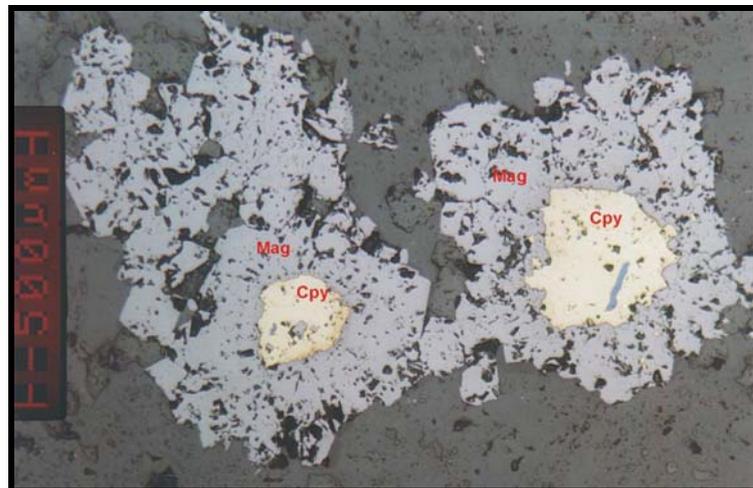


Figura 34: Fotomicrografia de cristais anédricos de calcopirita contornados por agregados de magnetita nas brechas (Amostra 234,4-234,65A – Luz refletida, Nicóis //,

5.1.4. Diques félsicos (IAC)

São rochas isotrópicas de coloração vermelho-tijolo (Fig.35), de granulação fina com vênulas de quartzo. Localmente, aparecem pontuações de minerais escuros (magnetita).



Figura 35: Fotografia de testemunho de furo de sondagem (37/344,90m) correspondendo a diques félsicos isotrópicos de coloração vermelho-tijolo, de granulometria fina com vênulas de quartzo (Corpo Sequeirinho).

Essa rocha é localmente porfirítica (Fig.36), com fenocristais de plagioclásio imersos em uma matriz fina em que se destacam grãos de albita com textura esferulítica, algumas contendo inclusões subédricas a euédricas de fases opacas (Fig.37). Na matriz também ocorre quartzo, sempre em cristais anédricos e em quantidades menores que os da albita. Grãos anédricos de allanita e os raros cristais subédricos de zircão compõem as principais fases acessórias primárias. Por seu turno, clorita e epidoto são os principais minerais de alteração. Agregados finos de titanita podem também ter resultado da ação hidrotermal.

Os fenocristais de plagioclásio são tabulares, com dimensão em torno de 1,8 mm, mostrando geminação polissintética e da periclina. Estão levemente sericitizados e alguns apresentam as bordas corroídas pela matriz.

Os cristais anédricos a subédricos de magnetita restringem-se à matriz e, significativamente, não ultrapassam os limites dos fenocristais, tendendo a se concentrar em redor de suas bordas. Alguns cristais estão parcial a completamente martitizados (Fig.38). A calcopirita aparece em uma nítida relação de substituição com a magnetita (Fig.39).

Localmente, cristais de calcita exibem moderada extinção ondulante e planos de clivagem levemente encurvados.

Os possíveis protólitos dessas rochas são quartzodioritos.



Figura 36: Microfotografia de textura porfírica nos diques félsicos, em que fenocristais de plagioclásio estão imersos em uma matriz fina rica em grãos de albita com textura esferulítica, algumas contendo inclusões de fases opacas (Amostra FD-266/437m – Luz transmitida, Nicóis X, 10x).



Figura 37: Fotomicrografia de textura esferulítica da albita contendo inclusões de fases opacas representadas pela magnetita nos IAC (Amostra FD-266/437m – Luz transmitida, Nicóis X, 40x).



Figura 38: Fotomicrografia de martitização (parcial e total), em que aparecem cristais de hematita (Hem) pseudomorfos da magnetita (Mag) nos IAC (Amostra FD-266/437m – Luz refletida, Nicóis X, 40x).

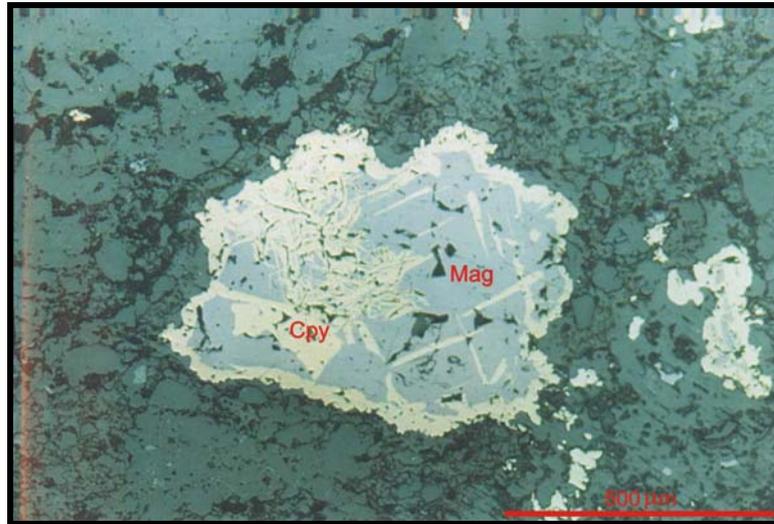


Figura 39: Fotomicrografia de grão de magnetita parcialmente substituída (ao longo de planos cristalográficos) por calcopirita (Amostra FD-37/344m– Luz refletida, Nicóis //, 10x).

5.2. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As rochas do Corpo Sequeirinho apresentam forte alteração hidrotermal. Nas rochas graníticas, os processos hidrotermais mais comuns foram a albitização e a sericitização, enquanto que nas rochas máficas foram a actinolitização e escapolitização. Silicificação, cloritização e epidotização afetaram, em diferentes graus, tanto os granitóides como as rochas máficas. A biotitização e escapolitização foram marcantes nas BIX. Destacam-se, ainda, a magnetitização, que originou os corpos de magnetitos, e a carbonatação que marca a última fase da alteração hidrotermal.

Albitização – é o tipo de alteração mais comum, sendo denunciada pela coloração rósea apresentada pelas rochas. Os cristais de albita ocorrem, via de regra, bem maclados, apresentando textura em tabuleiro de xadrez (Fig.40). Geralmente, associam-se ao quartzo e ao epidoto. A albitização também se manifesta pela formação de vênulas irregulares (Fig.41), localmente associadas com clorita e quartzo, que cortam as rochas.

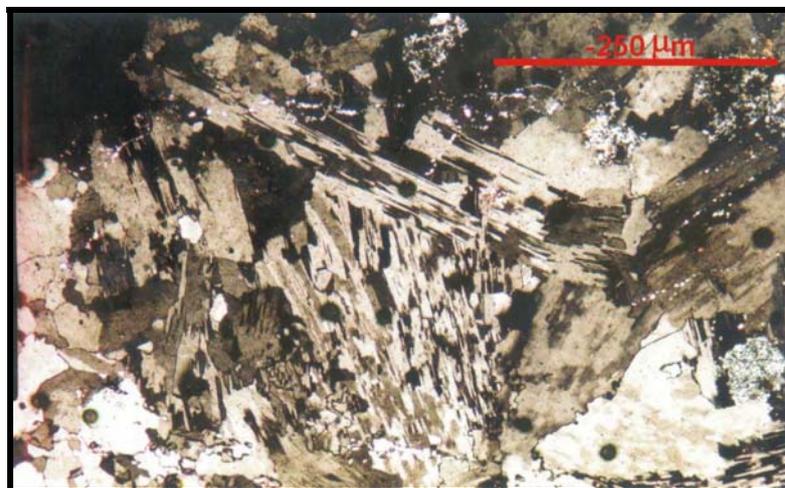


Figura 40: Fotomicrografia de grãos de albita com textura tipo tabuleiro de xadrez em rochas graníticas (Amostra FD-266/107m – Luz transmitida, Nicóis X, 20x).



Figura 41: Fotomicrografia de cristais anédricos de actinolita (Act) cortados por vênulas de albita (Ab) em rochas graníticas (Amostra FD-314/118,4m – Luz transmitida, Nicóis //, 2,5x) (Fonte Sousa, 2004).

Cloritização e epidotização – esses processos correspondem, respectivamente, à formação de clorita e epidoto (Fig.42 A e B) às custas de minerais preexistentes, tais como o plagioclásio e fases máficas. Veios/vênulas de clorita + quartzo e monominerálicas de epidoto (Fig.43) e clorita foram observadas. Ocasionalmente, a clorita ocorre ocupando os espaços intersticiais entre os minerais (Fig.44).

Silicificação – a silicificação se traduz pela geração de quartzo, que assume formas anédricas com moderada a forte extinção ondulante e contatos suturados entre eles (Fig.13). Os cristais de quartzo ocorrem ora ocupando os espaços intergranulares ora substituindo os minerais já presentes nas rochas, a exemplo do plagioclásio (Fig.45). Observam-se também algumas vênulas concordantes de quartzo (Fig.46) ou de quartzo + albita.

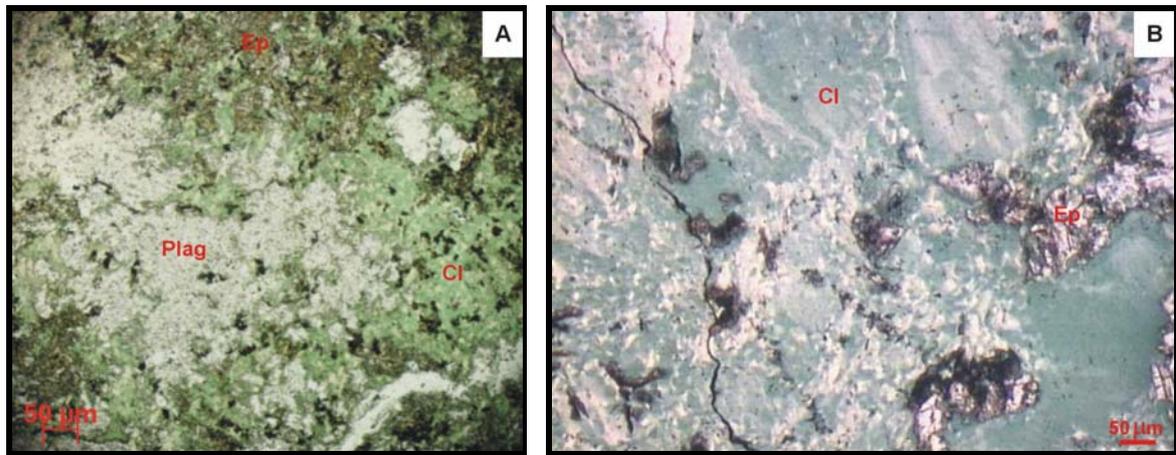


Figura 42: Fotomicrografias de rocha granítica cloritizada e epidotizada (Amostras FD-266/55m (A) e FD-266/439m (B)). Plag= plagioclásio, Cl= clorita, Ep= epidoto (– Luz transmitida, Nicóis //, 10x)

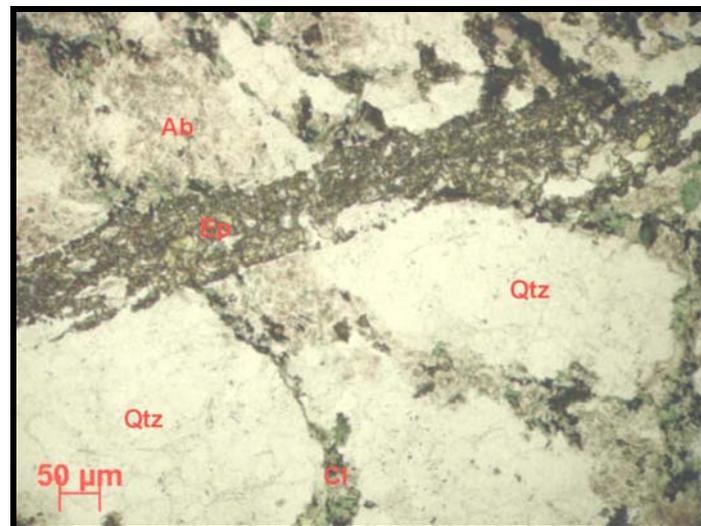


Figura 43: Fotomicrografia de veio rico em epidoto (Ep) cortando dique félsico (Amostra FD-266/439m). Ab= albita, Qtz= quartzo, Cl= clorita (– Luz transmitida, Nicóis //, 10x)



Figura 44: Fotomicrografia de granito em que a clorita (Cl) ocorre ocupando os espaços intergranulares entre os cristais de plagioclásio (Plag) e quartzo (Qtz) (Amostra FD-266/55m – Luz transmitida, Nicóis //, 10x).



Figura 45: Fotomicrografia de quartzo hidrotermal (Qtz) substituindo o plagioclásio (Plag) em rochas graníticas (Amostra: FD-51/70,3 m – Luz transmitida, Nicóis X, 20x).



Figura 46: Fotomicrografia de veio de quartzo hidrotermal (Qtz) cortando as MVA (Amostra FD-266/366m – Luz transmitida, Nicóis X, 20x).

Actinolitização – é caracterizada pela presença de actinolita que ora foi coprecipitada ou ora substitui a Cl-K-Fe-hastingista (Fig.47). A actinolita ocorre em cristais subédricos a anédricos (Fig.41) e, localmente, mostram-se com formas mais alongadas fortemente orientadas. Há zonas em que esse processo foi tão intenso que gerou corpos muito ricos em actinolita (actinolititos) a partir da alteração das rochas máficas. Outro modo de ocorrência deste anfibólio é em vênulas ora monominerálica ora polimenerálica (epidoto + actinolita + clorita + albita + magnetita ± calcopirita) discordantes a estruturação geral da rocha.

Escapolitização – É caracterizada pela formação de escapolita pertencente à série marialita-meionita ($Na/Ca > 1$). Os cristais são subédricos a anédricos (nos gabros e nas rochas mineralizadas, Fig.48), mas adquirem forma subarredondada como porfiroblastos nas BIX, os quais muito raramente apresentam sinal de estiramento.



Figura 47: Fotomicrografia de rocha granítica destacando a relação temporal em que a actinolita substitui a Cl-K-Fe-hastingsita, observar microvênulas desses anfibólios cortando cristais de albita (Ab) (Amostra: FD-380/116,4m – Luz transmitida, Nicóis X, 10x).

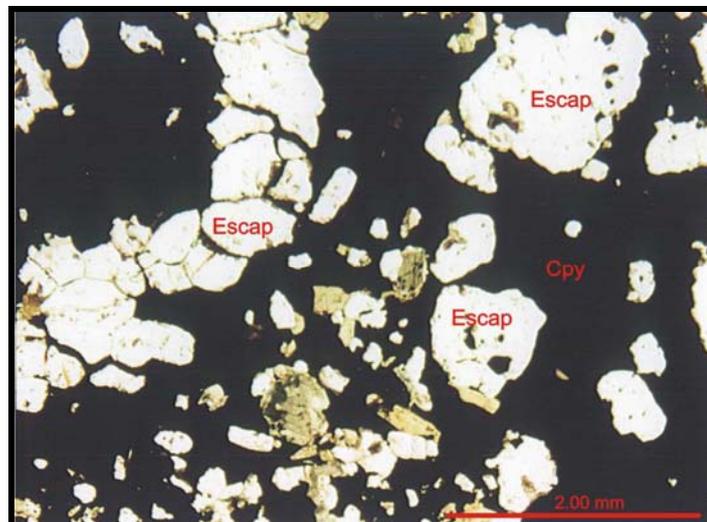


Figura 48: Fotomicrografia destacando cristais subédricos a anédricos de escapolita (Escap) envolvidos pela calcopirita (Cpy) nas BSE (Amostra: FD-33/478,0-478,1m – Luz transmitida, Nicóis //, 2,5x).

Biotitização – esse tipo de alteração é comum nas BIX e bem menos expressivo nas outras rochas. A biotita concentra-se em bandas nas BIX (Fig.49), ainda que a distribuição de suas palhetas não obedeça à nenhuma orientação preferencial. Nas outras rochas, especialmente nos GRA, ela é disseminada, ocorrendo em finos cristais. Comparativamente aos BIX, a biotita nos GRA é menos flogopítica e mais pobre em cloro (Villas *et al.* 2005).

Magnetitização – forte metassomatismo de ferro foi responsável pela geração de corpos de magnetitito, mostrando que as soluções hidrotermais foram capazes de transportar quantidades apreciáveis deste metal até o sítio de deposição. A magnetita ocorre em cristais anédricos, de granulação grossa a fina, localmente cimentando grãos milimétricos de apatita (Fig.27), actinolita e albita. Ocorrem associados também a calcopirita+siegenita (Fig.31).

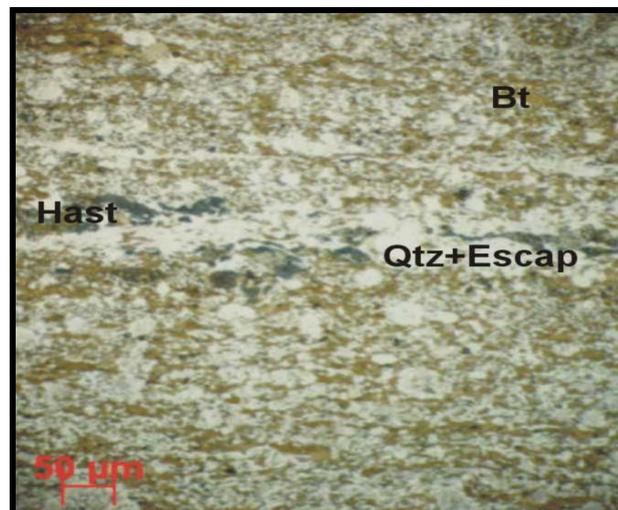


Figura 49: Fotomicrografia de biotitização em que palhetas de biotita (Bt) concentram-se em bandas nas BIX (Amostra SOSD-2-BIX). Hast = hastingsita; Qtz = quartzo; Escap = escapolita (Luz transmitida, Nicóis //, 10x).

Carbonatação – manifesta-se como vênulas discordantes de calcita (Fig.50) e também em substituição a minerais preexistentes na massa rochosa, como por exemplo o plagioclásio. Alguns cristais de calcita apresentam extinção ondulante e planos de clivagem levemente encurvados.

Sericitização – essa alteração foi restrita aos cristais de plagioclásio (Fig.51). As finas palhetas de sericita substituem, leve a moderadamente, o plagioclásio iniciando-se por seus planos cristalográficos.

Ocasionalmente, constata-se, em maior ou menor grau, o fenômeno da martitização nas rochas graníticas, máficas (Fig.20) e nos BIX (Fig.25), indicando que elas foram percoladas, nos estágios mais tardios da alteração hidrotermal, por fluidos oxidados.

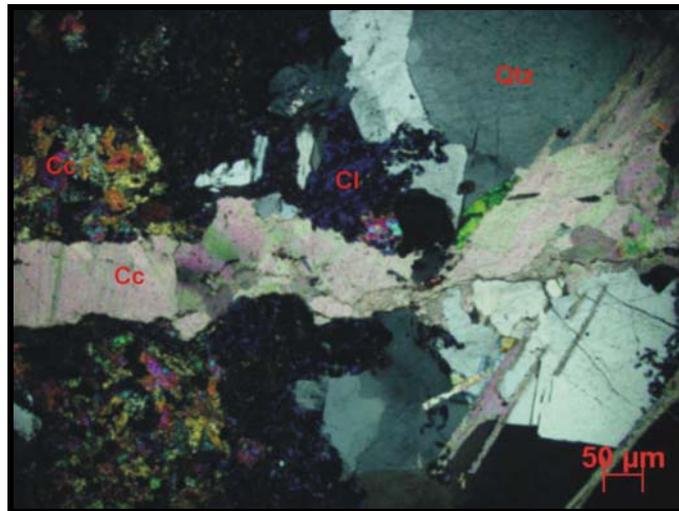


Figura 50: Fotomicrografia de veio de calcita (Cc) cortando dique félsico (Amostra FD-266/439m). Qtz=quartzo, Cl=clorita (Luz transmitida, Nicóis X, 20x).



Figura 51: Fotomicrografia de rocha granítica, ilustrando a sericitização (Ser) dos cristais de plagioclásio (Plag) (Amostra FD-266/55m – Luz transmitida, Nicóis X, 20x).

5.3. ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS

5.3.1. Introdução

Vários trabalhos já foram realizados acerca do depósito cupro-aurífero do Sossego, abordando a geologia, alteração hidrotermal, isótopos estáveis e mineralização. À exceção dos estudos de Carvalho *et al.* (2005) e Rosa *et al.* (2006), nada há publicado sobre fluidos no referido depósito.

5.3.2. Petrografia das inclusões fluidas do depósito de Cu-Au do Sossego

O estudo das IF foi realizado em cristais de quartzo, calcita, apatita e escapolita. A maioria das IF estudadas, no entanto, está aprisionada em grãos de quartzo, que são leve a moderadamente leitosos.

Foram analisadas pouco mais de 300 inclusões fluidas, porém somente cerca de 80% responderam aos testes de resfriamento, mesmo baixando-se a temperatura até -193,5°C que é o limite para o equipamento usado.

Com base no estudo petrográfico, foi possível definir diversas tipologias de IF, cujas características estão listadas abaixo por tipo litológico:

➤ Rochas mineralizadas

Foram confeccionadas sete lâminas bipolidas das rochas mineralizadas do corpo Sequeirinho, nas quais foram examinadas 131 IF contidas em grãos de quartzo e de escapolita.

As IF são primárias (Fig.52), pseudo-secundárias (Fig.53) e secundárias, sendo as primeiras de longe as mais abundantes. Elas mostram formas irregulares, que são predominantes, arredondadas a subarredondadas e tamanhos que variam de 4 a 14 μm . Trata-se de IF aquosas monofásicas (L), bifásicas (L+V), trifásicas (L+V+S) e polifásicas (L+V+S₁+S₂), com grau de preenchimento (F) entre 20 e 90% nas três últimas. As IF com F baixo são raras e correspondem a IF polifásicas ou até mesmo a bifásicas (Fig.54). No entanto, elas não devem ser resultado do fenômeno de ebulição, pois não há coexistência de IF saturadas e não saturadas em um mesmo grupamento e as temperaturas de homogeneização são diferentes, como será visto mais adiante. Muito possivelmente, os baixos valores de F resultam de vazamento.

Nas inclusões trifásicas, a fase sólida é formada principalmente por cristais de 1) cloreto, que apresentam forma retangular a quadrada e tamanho inferior a $6\ \mu\text{m}$, 2) de hematita, que apresentam forma subarredondada e tamanho inferior a $6\ \mu\text{m}$ (Fig.55) e 3) de outras fases opacas (provavelmente sulfetos, Fig.56). As raras IF contidas nos cristais de escapolita (Fig.57) são, em geral, bifásicas e primárias, de formas irregulares a subarredondadas. O grau de preenchimento é de 90% e as dimensões não ultrapassam $8\ \mu\text{m}$.

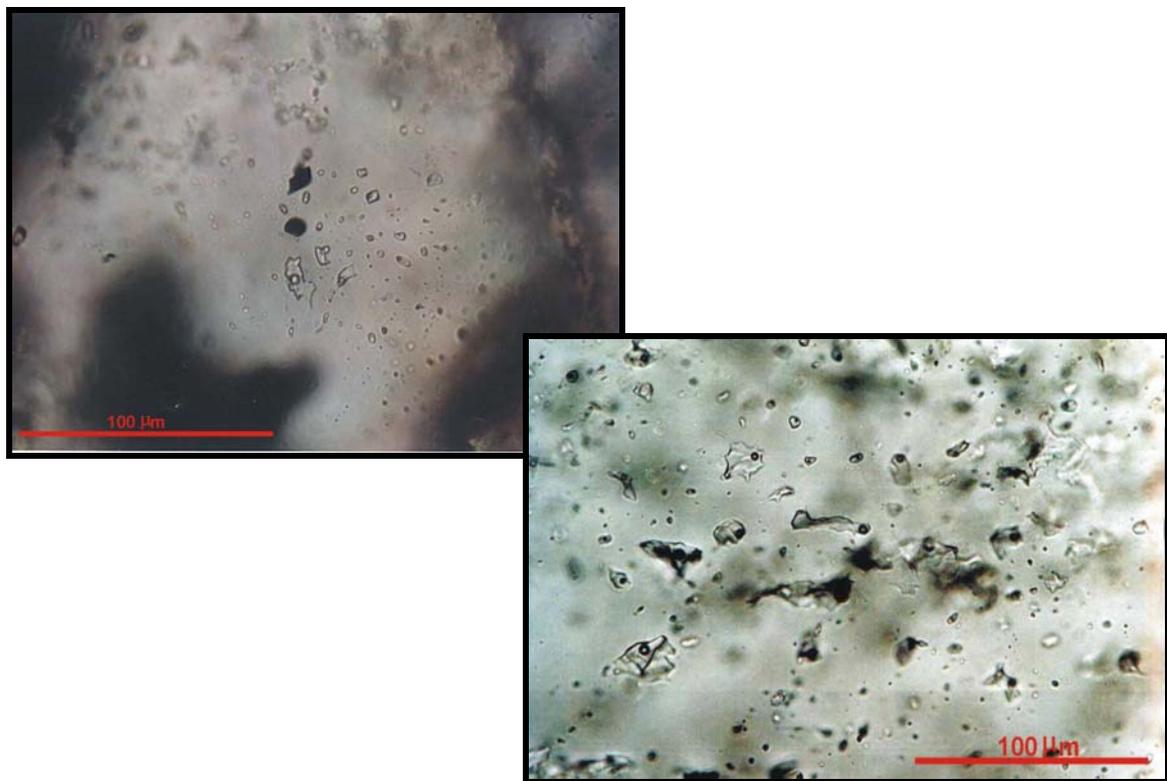


Figura 52: Fotomicrografias de grupos de inclusões fluidas bifásicas primárias aprisionadas em grãos de quartzo das BSE (Amostras: AG-04-B e AG-02-1 – 40x).

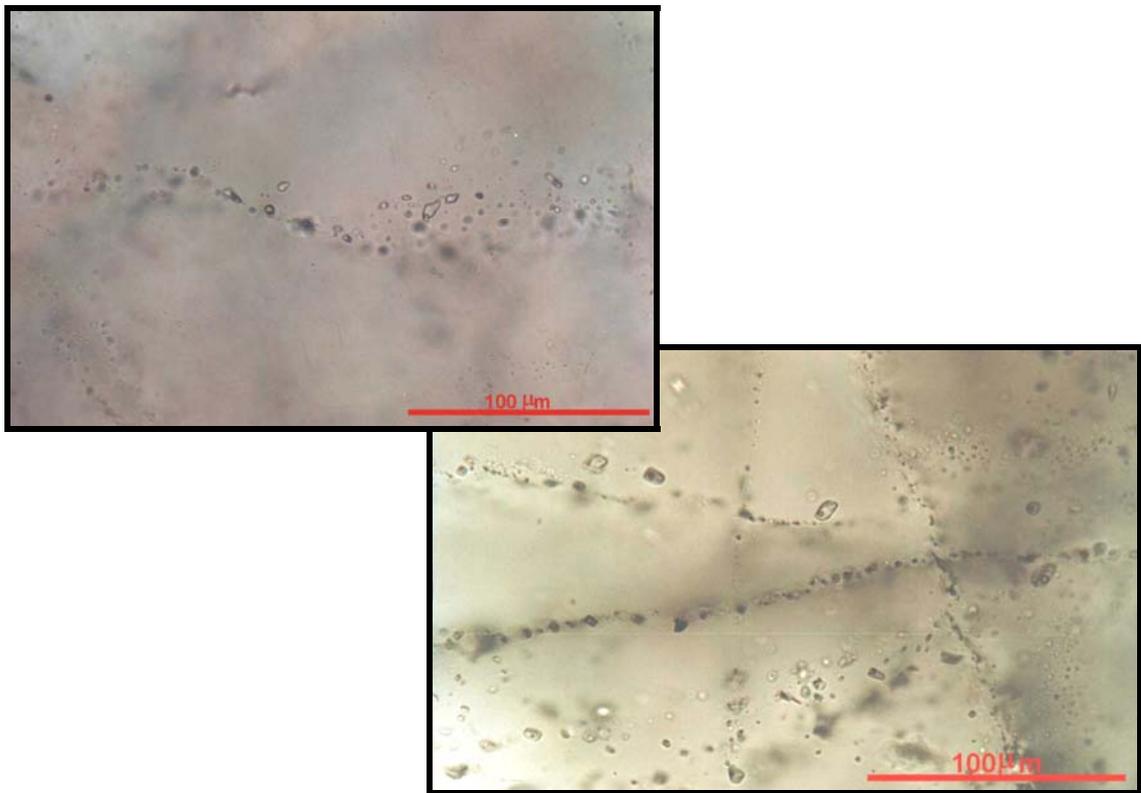


Figura 53: Fotomicrografias de trilhas de inclusões fluidas bifásicas pseudo-secundárias aprisionadas em grãos de quartzo das BSE (Amostras: AG-04-A e AG-06 – 40x).



Figura 54: Fotomicrografia de inclusões fluidas, contidas em cristal de quartzo da BSE, com diferentes graus de preenchimento, denunciando possível vazamento (AG-07-2 – 50x).

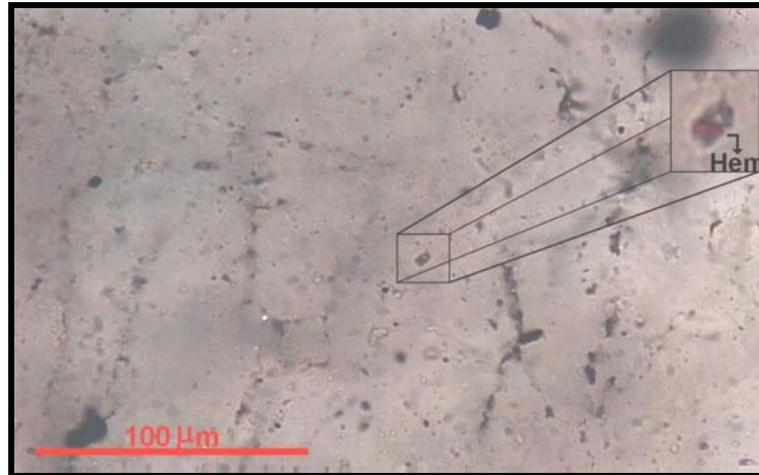


Figura 55: Fotomicrografia de inclusão fluida, em cristal de quartzo da BSE, contendo inclusão de hematita (hem) (Amostra: AG-01-D-I – 40x).

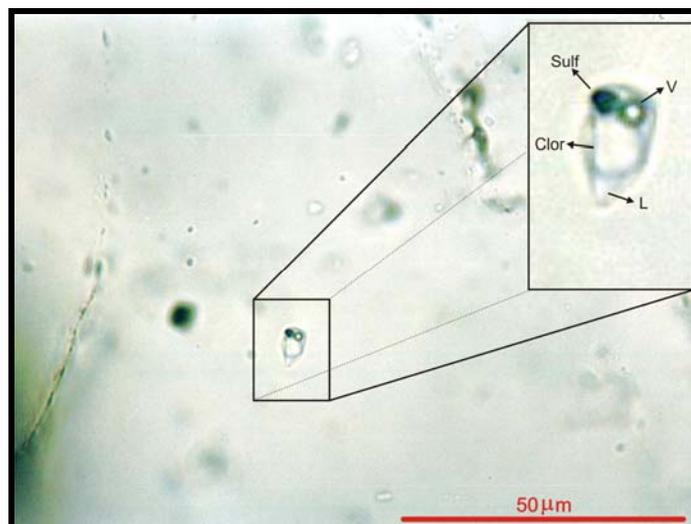


Figura 56: Fotomicrografia de inclusão fluida polifásica (L+V+Clor+Sulf) aprisionadas em grãos de quartzo da BSE (Amostra: AG-01-D – 50x).

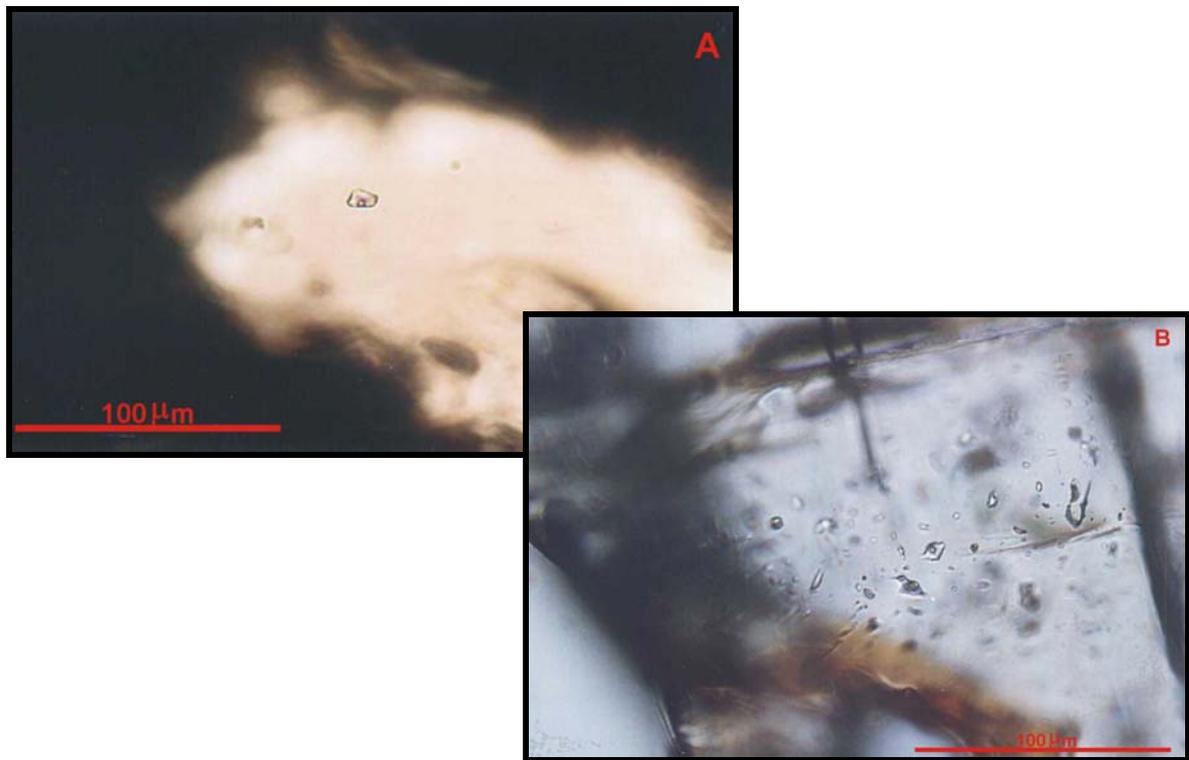


Figura 57: Fotomicrografias de inclusões fluidas bifásicas aquosas hospedadas em cristais de escapolita da BSE: A) IF isolada e B) grupo de IF primárias (Amostra: FD-37/628-E e FD-37/628-2G – 40x).

➤ Rocha xistosa rica em biotita (BIX)

Foram confeccionadas quatro lâminas bipolidas de BIX do corpo Sequeirinho, sendo duas de veios discordantes de quartzo e uma de banda clara (rica em escapolita e quartzo) da própria rocha. Só foram feitas medições em 39 IF, não tendo sido possível submeter a testes de resfriamento ou aquecimento aquelas da banda clara por serem muito pequenas ($<2 \mu\text{m}$).

As IF estudadas apresentam dimensões inferiores a $8 \mu\text{m}$ e formas irregulares, sendo, em ordem decrescente de abundância, primárias, pseudo-secundárias e secundárias. Aparentemente as IF trifásicas predominam, seguidas das bifásicas com raras monofásicas. A fase sólida ($<4 \mu\text{m}$) é representada por cloretos, pela hematita e por

outros minerais opacos, possivelmente sulfetos (Fig.58). As IF também são aquosas e mostram grau de preenchimento entre 75 e 90%.

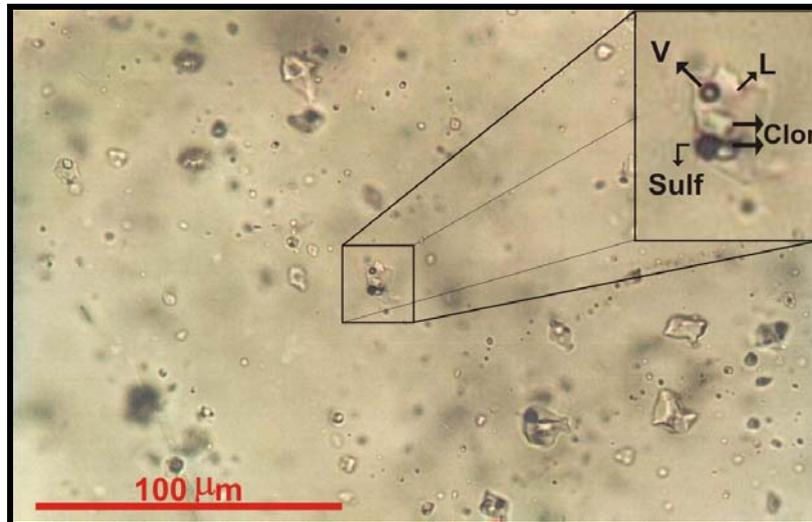


Figura 58: Fotomicrografia de inclusões fluidas em grão de quartzo da BIX contendo inclusões de sulfeto (Sulf) e cloreto (Clor) (Amostra: SOS-211/42,8m-7 – 40x).

➤ Gabro (GBA)

Foram feitas duas lâminas bipolidas de GBA do corpo Sequeirinho e analisadas 36 IF contidas em cristais de quartzo.

As IF estudadas são primárias e pseudo-secundárias, de tamanho inferior a 14 μm e formas de cristal negativo, irregulares e subarredondadas. São bifásicas, monofásicas e polifásicas ($L+V+S_1+S_2$) e, em menor número, trifásicas. As fases sólidas são representadas por cloretos (<6 μm , Fig.59) e por sulfetos (<4 μm). O grau de preenchimento varia, via de regra, de 75 a 85%, porém em algumas IF trifásicas alcança apenas 20% (Fig.60) devido à fase sólida ocupar mais de 50% do volume da cavidade, indicando possível vazamento ou até mesmo um aprisionamento heterogêneo a partir de um fluido já previamente saturado.

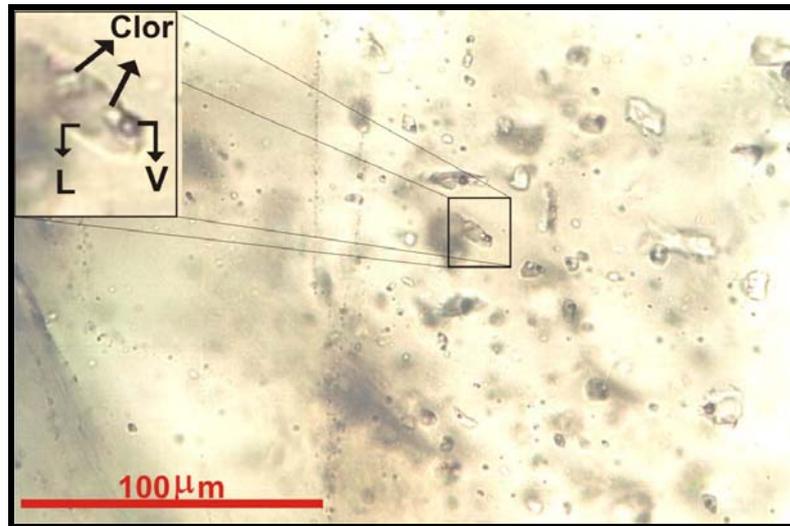


Figura 59: Fotomicrografia de inclusão fluida aquosa em cristal de quartzo do GBA com dois sólidos de cloreto (Clor) (Amostra: F-380/127,6-127,85m-3 – 40x).

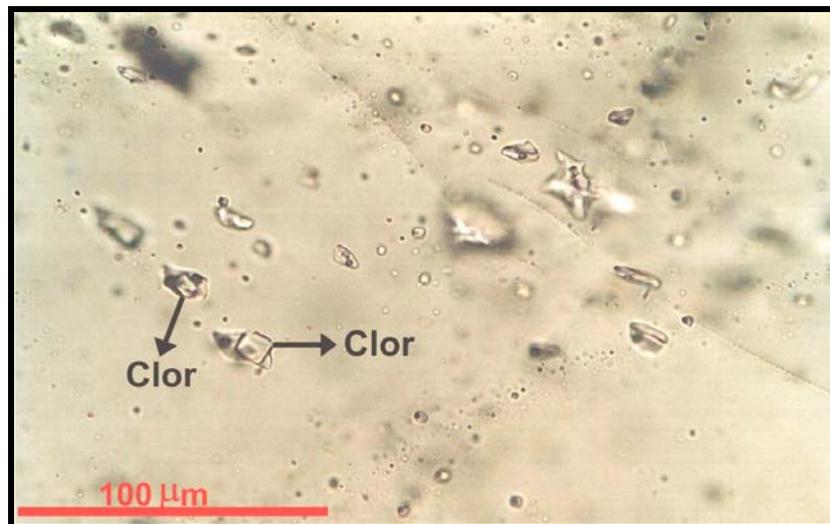


Figura 60: Fotomicrografia de inclusões fluidas trifásicas aquosas contidas em cristal de quartzo do GBA com grau de preenchimento baixo ($\approx 20-30\%$), em decorrência de possível vazamento (Amostra: F-380/127,6-127,85m-10). Clor = cloreto. (40x).

➤ Granito (GRA)

Foram preparadas duas lâminas bipolidas de GRA do corpo Sequeirinho, tendo sido analisadas 54 IF contidas em cristais de calcita de veios e de calcita e quartzo da massa rochosa.

As IF hospedadas nos cristais de quartzo não ultrapassam, em geral, 12 μm de comprimento e possuem formas que variam de irregular a subarredondada ou mesmo retangular (rara). São igualmente aquosas, primárias e pseudo-secundárias (Fig.61), distinguindo-se tipos bifásicos e trifásicos, em que o mineral de saturação são cloretos (<4 μm). O grau de preenchimento varia, em geral, entre 75 e 85%, porém em algumas IF registra-se F de 45%. Raras IF contêm apenas as fases líquida e sólida, indicando que foram sujeitas ao processo de estrangulamento após a separação das fases (Fig.62).

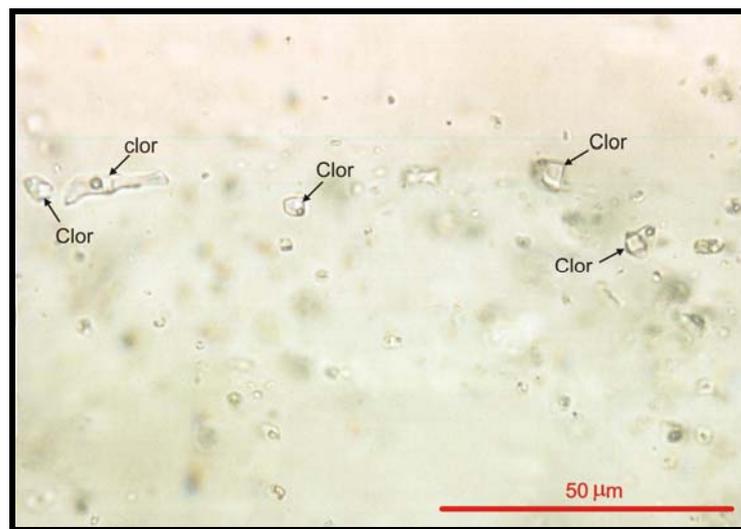


Figura 61: Fotomicrografia de IF trifásicas pseudo-secundárias em cristal de quartzo do GRA (F-380/179,2-179,3-8). Clor= cloretos. (50x).

As IF nos cristais de calcita da massa rochosa são muito diminutas ($\approx 4 \mu\text{m}$) e escassas. São normalmente primárias e bifásicas, com formas retangulares a quadradas (Fig. 63).

As IF encontradas nos cristais de calcita de veios são primárias e pseudo-secundárias (em menor quantidade). Quanto à forma, variam de cristal negativo (mais

comum) a irregulares. São exclusivamente bifásicas com grau de preenchimento entre 90 e 95%. Seus tamanhos variam entre 2 e 20 μm , sendo que a maioria se situa em torno de 6 e 14 μm .



Figura 62: Fotomicrografia de IF tipo L+S em cristais de quartzo do GRA, indicando que sofreram processo de estrangulamento após a separação das fases (Amostra: F-380/179,2-179,3m-2 – 50x).

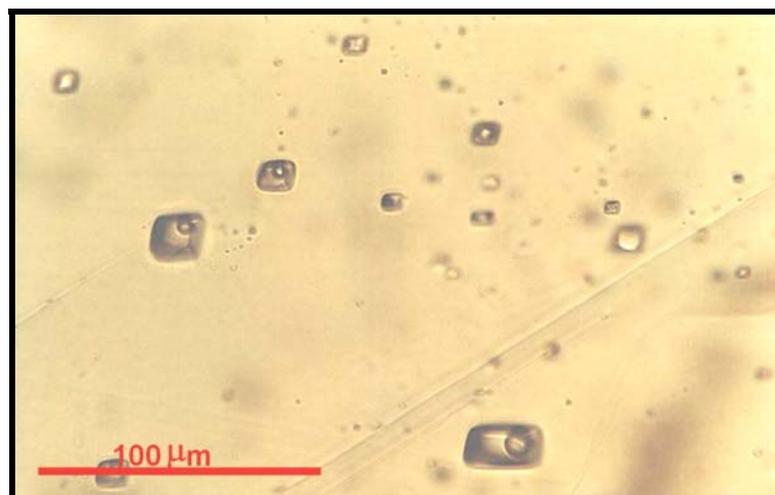


Figura 63: Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas em calcita do GRA, na forma de cristal negativo (Amostra: F-380/217,0-217,19m-X – 40x).

➤ Magnetitito

Foram confeccionadas duas lâminas bipolidas de magnetitito, porém somente foi possível analisar cerca de 20 IF contidas em cristais de apatita. Nos cristais de apatita, as IF alcançam dimensões de 14 μm . São, em geral, primárias e pseudo-secundárias, com forma predominantemente retangular e F entre 60% e 90%. A maioria das IF é bifásica, no entanto, inclusões trifásicas também ocorrem (Fig.64).

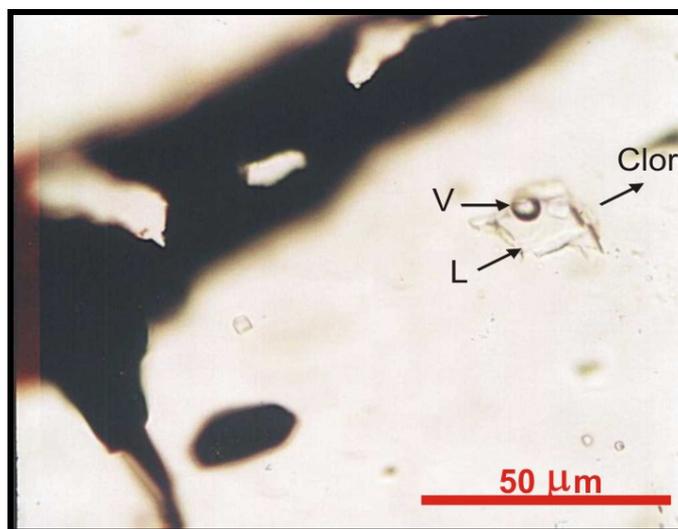


Figura 64: Fotomicrografia de inclusão fluida trifásica aquosa isolada em cristal de apatita no MAG (Amostra: F-38/572m-4 – 50x).

➤ Bolsão de calcita + calcopirita

O estudo foi realizado em uma lâmina bipolida de bolsão de calcita associada com calcopirita do corpo Pista, onde foram examinadas 32 IF.

Foram identificadas apenas IF primárias (Fig. 65), as quais apresentam formas de cristal negativo (dominante) a irregular e tamanho entre 2 e 12 μm . Ocorrem tipos bifásicos e trifásicos (menos comuns), sendo os cloretos os únicos sólidos de saturação, os quais têm forma subarredondada e tamanho inferior a 2 μm (Fig. 66). O grau de preenchimento situa-se entre 90% e 95%.

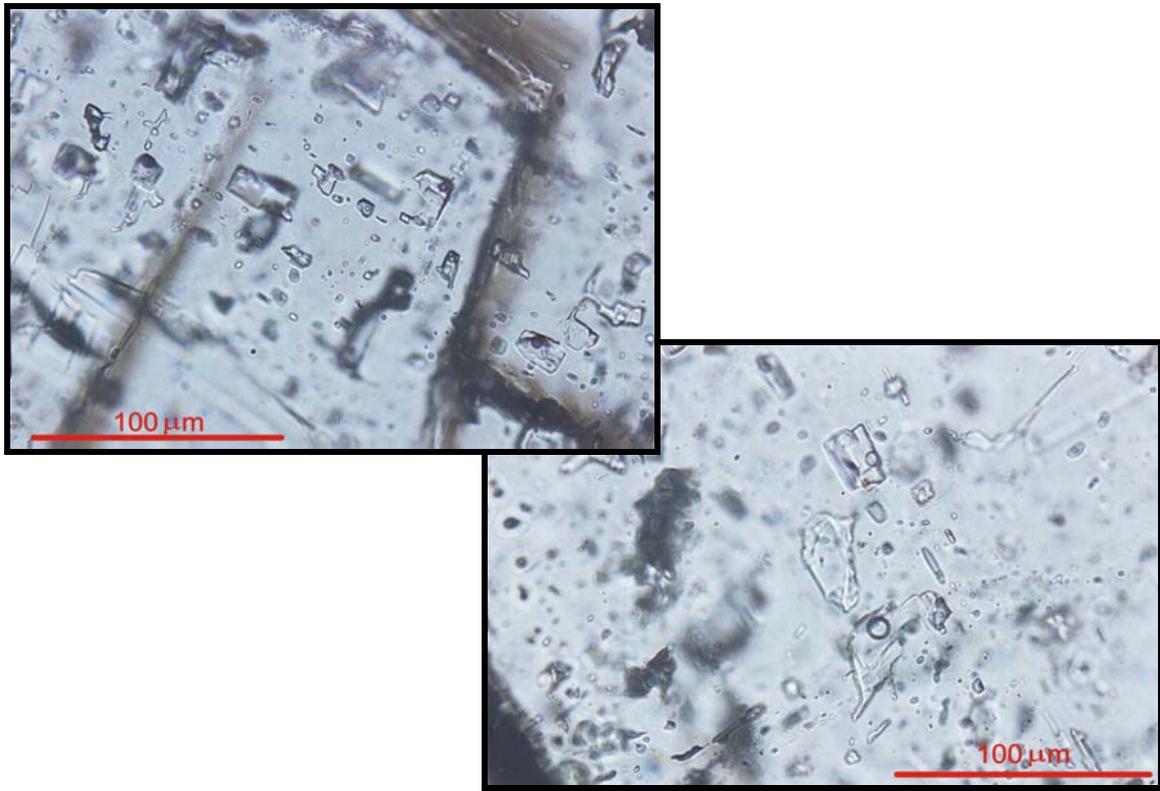


Figura 65: Fotomicrografias de inclusões fluidas bifásicas aquosas primárias hospedadas em calcita do bolsão (Amostra: Pista-I e Pista-II – 40x).

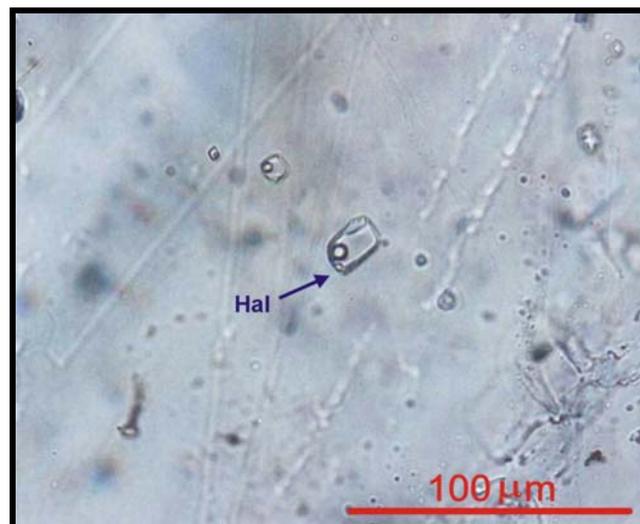


Figura 66: Fotomicrografia de inclusões fluidas aquosas hospedadas em calcita do bolsão, destaque para IF trifásica (Amostra: Pista-X – 40x).

5.3.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Por meio de microscopia eletrônica de varredura, foram identificadas algumas fases sólidas contidas no interior das inclusões fluidas. A utilização de MEV-SED, no estudo de IF, é uma importante ferramenta para se reconhecer com alto grau de precisão os cristais de saturação e/ou capturados nelas presentes e, conseqüentemente, ampliar o conhecimento sobre a composição dos fluidos.

Foram analisados quatro fragmentos de rocha gábrica (GBA), cinco de BIX e três de rocha mineralizada. Os resultados mostram que a halita é o principal mineral de saturação (Fig.67), porém em algumas IF ela não é pura, haja vista conter pequenas quantidades de Ca e K (Fig.68). Em outras IF, o mineral de saturação é a silvita (Fig.69) ou uma solução sólida entre halita e silvita.

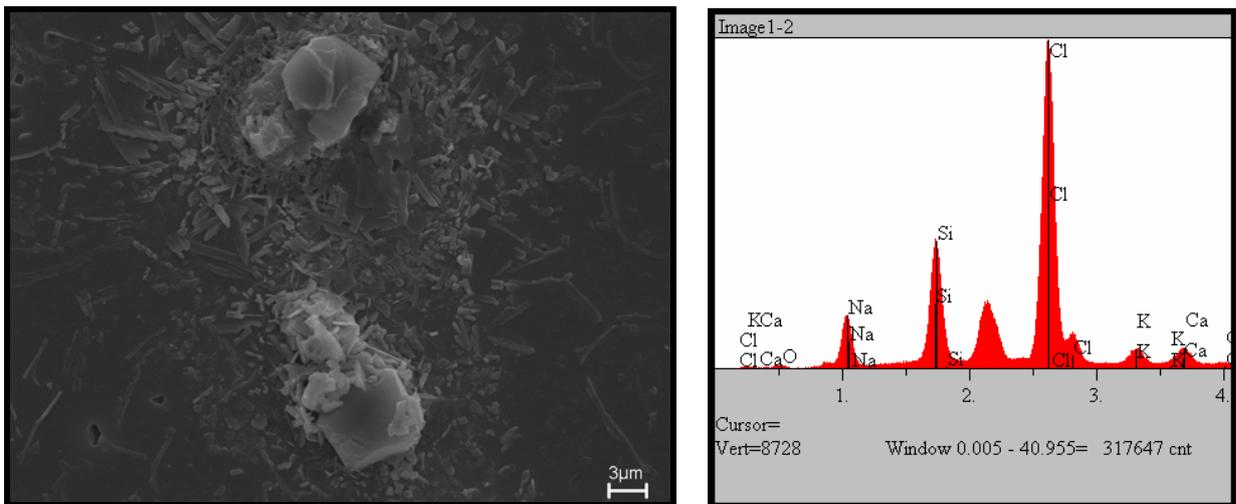


Figura 67: A. Imagem de elétrons retro-espalhados, obtida no MEV, de cristal de halita em IF crepitada e aprisionada em quartzo da rocha mineralizada; B. Espectro de SED da halita revelando a presença de quantidades traços de Ca e K (Amostra AG-07-B).

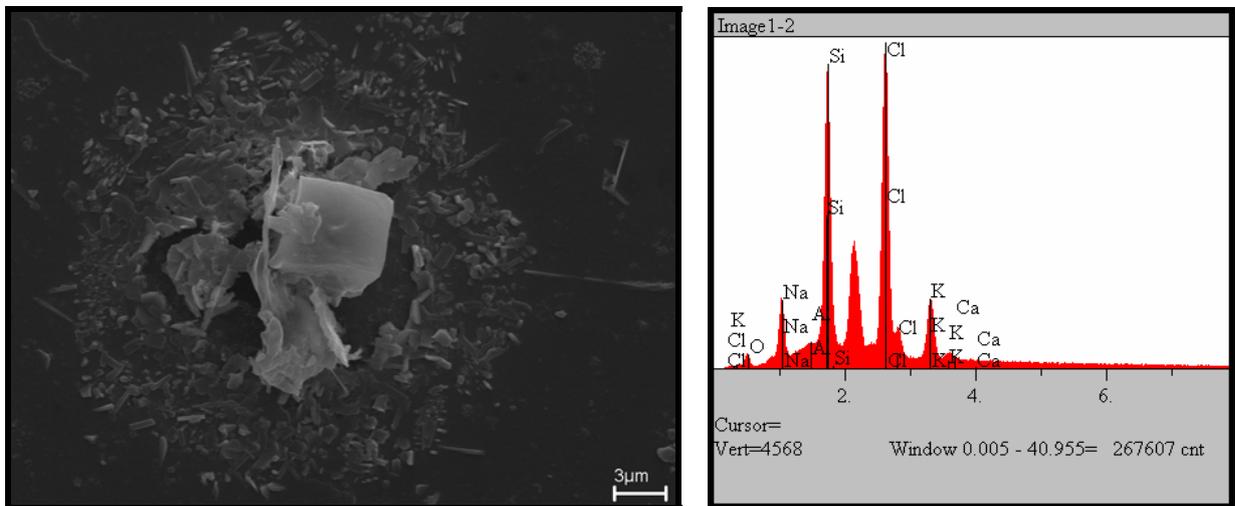


Figura 68: A. Imagem de elétrons retro-espalhados, obtidas no MEV, de cloretos em IF crepitada e aprisionada em quartzo de rocha gabróica; B. Espectro SED de cloreto revelando solução sólida entre halita e silvita (Amostra F-380/127,6m-A-IV).

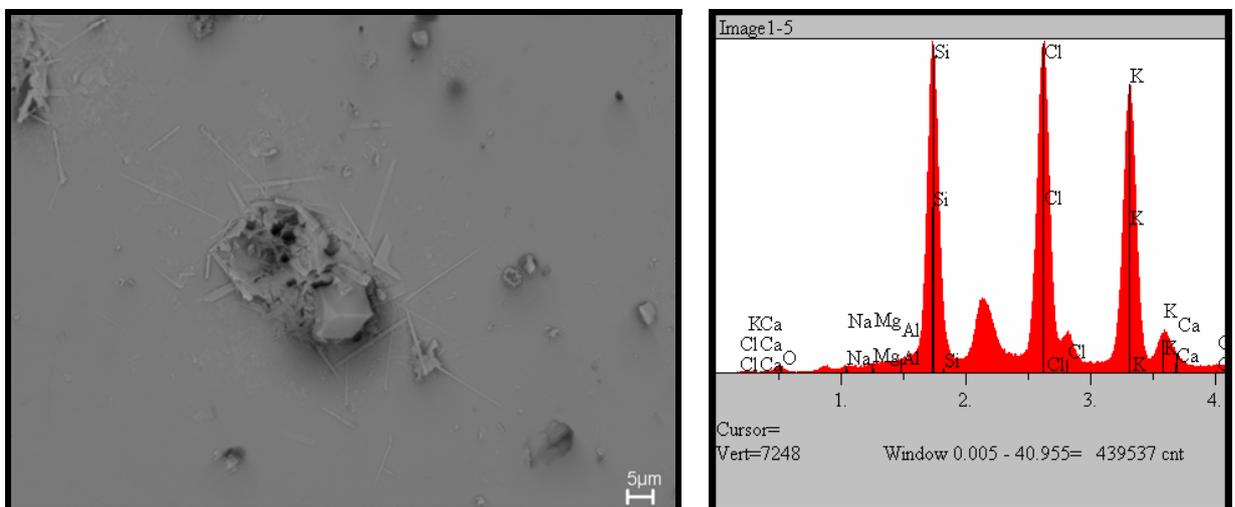


Figura 69: A. Imagem de elétrons retro-espalhados, obtidas no MEV, de cristal de silvita em IF crepitada contida em quartzo das rochas ricas em biotita; e B. Espectro de SED da silvita com quantidades traço de Ca e Na (Amostra SOS-211/42,80m-6).

5.3.4. Testes microtermométricos

5.3.4.1. Considerações iniciais

Por se tratar de fluidos aquosos, os ensaios microtermométricos (resfriamento e aquecimento) se resumiram à determinação das temperaturas do ponto eutético (T_e), de fusão dos hidratos (T_{fHH}) e gelo (T_{fg}), de dissolução da halita (T_{fH}) e de homogeneização (T_h), com as quais foram estimadas a composição, salinidade e densidade dos fluidos, bem como a temperatura mínima de aprisionamento.

No caso das T_e , as medições foram feitas no decorrer da etapa de reaquecimento, que se seguiu ao congelamento das IF. Comparações com temperaturas eutéticas obtidas experimentalmente para vários sistemas químicos (Shepherd *et al.* 1985) permitiram que a composição dos fluidos fosse então estimada. Fluidos com $T_e < -60^\circ\text{C}$ foram considerados anômalos, atribuindo-se esses valores a fenômenos de metaestabilidade do sistema NaCl-CaCl₂-H₂O (Davis *et al.* 1990) ou a transições de fase do gelo hexagonal em fluidos de idêntica composição (Walker & Samson 1998), ou ainda à presença de cátions incomuns (p. ex. Li, Sr).

Os testes de aquecimento restringiram-se à determinação da temperatura de homogeneização, o que ocorreu sempre no estado líquido com o desaparecimento quer da fase vapor (IF bifásicas) quer dos cristais de cloreto (IF trifásicas).

A salinidade dos fluidos não saturados foi determinada pela equação de Bodnar (1993), deduzida a partir de dados do sistema NaCl-H₂O, a qual permite que a salinidade seja calculada também para outros sistemas, em % em peso equivalente de NaCl, usando-se a temperatura de fusão do gelo do fluido aquoso. Para os fluidos saturados, as salinidades foram obtidas de dois modos diferentes. Em um deles, foi usada a equação proposta por Sterner *et al.* (1988), que também tem por base o sistema NaCl-H₂O e utiliza a T_{fH} , fornecendo a salinidade em % em peso equiv. de NaCl, qualquer que seja a composição do fluido aquoso. O outro modo aplica-se aos fluidos que podem ser representados pelo sistema NaCl-CaCl₂-H₂O, expressando-se a salinidade em termos dos conteúdos de NaCl e CaCl₂, o que requer, para tanto, medidas das T_{fg} , T_{fHH} e da T_{fH} . Nos casos em que não foi possível medir a temperatura de fusão da hidrohalita, adotou-se esquema proposto por Williams-Jones & Samson

(1990), o qual necessita apenas das temperaturas de fusão do gelo e da dissolução da halita.

As densidades dos fluidos contidos nas IF foram calculadas com auxílio do programa Flincor versão 1.4 (Brown & Lamb 1989), utilizando-se as temperaturas de T_{fg} , T_h e T_{fH} para o sistema NaCl-H₂O.

5.3.4.2. Testes de Resfriamento

– Temperaturas eutéticas

As medições das temperaturas eutéticas em IF hospedadas em cristais de diferentes minerais permitiram caracterizar quimicamente três diferentes fluidos, os quais, considerando-se apenas os principais solutos, podem ser representados aproximadamente pelos sistemas H₂O–NaCl–CaCl₂, H₂O–NaCl–CaCl₂–FeCl₂ e H₂O–NaCl–FeCl₂.

➤ NaCl–CaCl₂–H₂O

O ponto eutético estável para este sistema ocorre a -52 °C (Borisenko, 1977). Entretanto, a primeira fusão pode se dar acima ou abaixo desta temperatura, em função, respectivamente, da baixa ou da alta concentração de CaCl₂ (Davis *et al.* 1990). Um fator que pode aumentar a temperatura do ponto eutético é a presença de outros cátions (ex.: Fe e Mg) na composição do fluido aprisionado.

Esse fluido foi reconhecido em IF aprisionadas em quartzo dos BSE, BIX, GBA e GRA, em escapolita dos BSE, em apatita dos MAG e em calcita dos GRA e do bolsão.

As IF estudadas em cristais de quartzo e escapolita nas BSE mostram intervalos de T_e que variam, respectivamente, de -59,5 a -50,9 °C e de -59,9 a -50,4°C (Fig.70). Nas BIX, as IF hospedadas em cristais de quartzo apresentam T_e entre -59,8 e -50,5 °C (Fig.71), enquanto nos GBA elas cobrem o intervalo de -59,9 a -51,5°C (Fig.72). Para as IF contidas em cristais de quartzo dos GRA, T_e varia de -59,2 a -53,3°C e nos cristais de calcita de -59,2 a -51,2°C (Fig.73). Nos magnetititos, as IF hospedadas em cristais de apatita revelam valores de T_e entre -58,3 e -51,8°C (Fig.74). Por seu turno, o bolsão de calcita registra 96% das T_e entre -59,1 e -51,5°C (Fig. 75).

Nota-se que, independentemente do mineral hospedeiro, esse fluido é reconhecido tanto nas IF bifásicas como nas trifásicas (Fig.70 a 75).

➤ NaCl-CaCl₂-FeCl₂-H₂O

Um grupo de IF apresenta valores de T_e entre -50° e -40°C que são intermediárias entre as temperaturas eutéticas dos sistemas NaCl-CaCl₂-H₂O (-52°C) e NaCl-FeCl₂-H₂O (-37°C , Borisenko 1977), caracterizando um fluido em que o ferro também é um dos principais solutos, tendo sido detectado em cristais de quartzo, apatita e calcita presentes nos vários litotipos estudados.

Nas IF contidas em cristais de quartzo dos BSE e BIX, registram-se T_e entre $-49,6$ e -40°C (Fig.70), e entre $-49,1$ e $-43,4^\circ\text{C}$ (Fig.71), respectivamente. Intervalos semelhantes de T_e são obtidos em IF aprisionadas em grãos de quartzo do GBA ($-48,9$ a $-42,5^\circ\text{C}$) (Fig.72) e GRA ($-49,4$ a -44°C) (Fig.73). Nas IF hospedadas em cristais de calcita, T_e varia de $-49,8$ a $-42,8^\circ\text{C}$ (Fig.73), enquanto nos cristais de apatita dos MAG a variação é de $-49,8$ a -40°C (Fig.74). No bolsão de calcita, apenas um valor medido ($-44,8^\circ\text{C}$) corresponderia a este sistema (Fig.75).

➤ NaCl-FeCl₂-H₂O

Fluidos associados a este sistema somente foram reconhecidos em cristais de quartzo dos BSE e GBA, e de apatita dos MAG, embora nos dois últimos muito raramente. As T_e medidas em IF contidas em cristais de quartzo dos BSE estão na faixa de $-39,5$ a $-26,2^\circ\text{C}$ (Fig.70), enquanto nos GBA um único valor acusou $-39,3^\circ\text{C}$ (Fig.72). Na apatita dos MAG, foi registrado um valor isolado de $-33,2^\circ\text{C}$ (Fig.74). Não houve registro desse fluido nas amostras das BIX, dos GRA e do bolsão de calcita (Fig.71, 73 e 75).

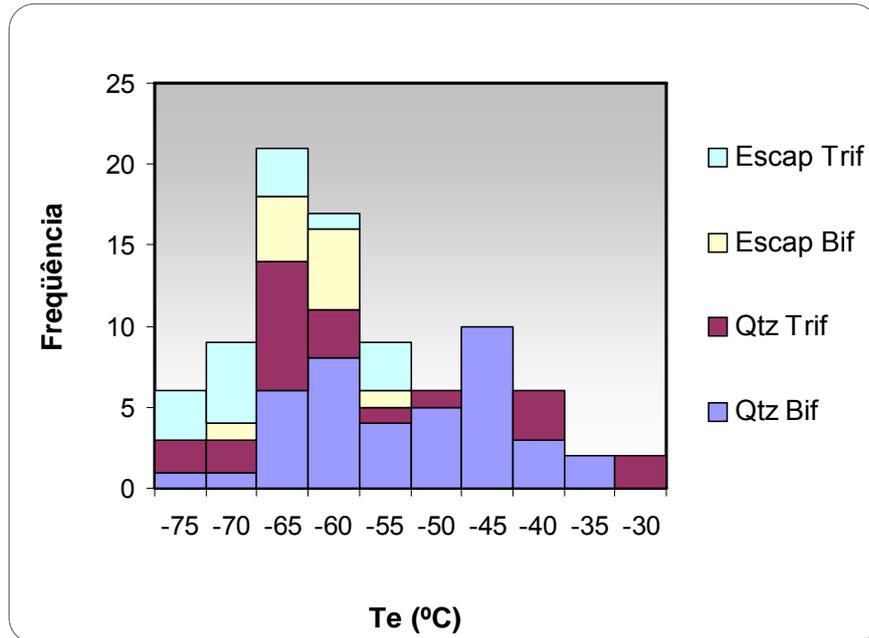


Figura 70: Histograma de frequência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) hospedadas em cristais de quartzo (Qtz) e escapolita (Escap) das BSE.

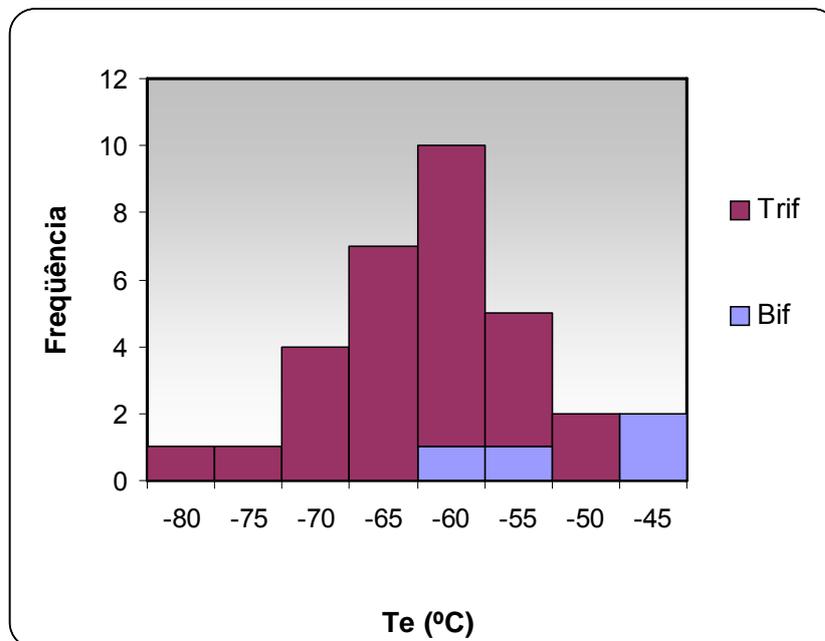


Figura 71: Histograma de frequência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) hospedadas em cristais de quartzo das BIX.

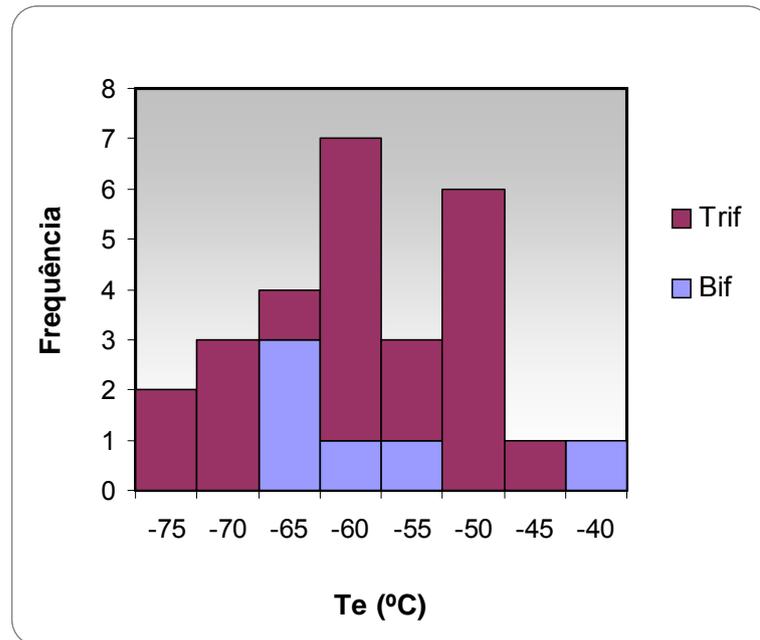


Figura 72: Histograma de frequência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) hospedadas em cristais de quartzo dos GBA.

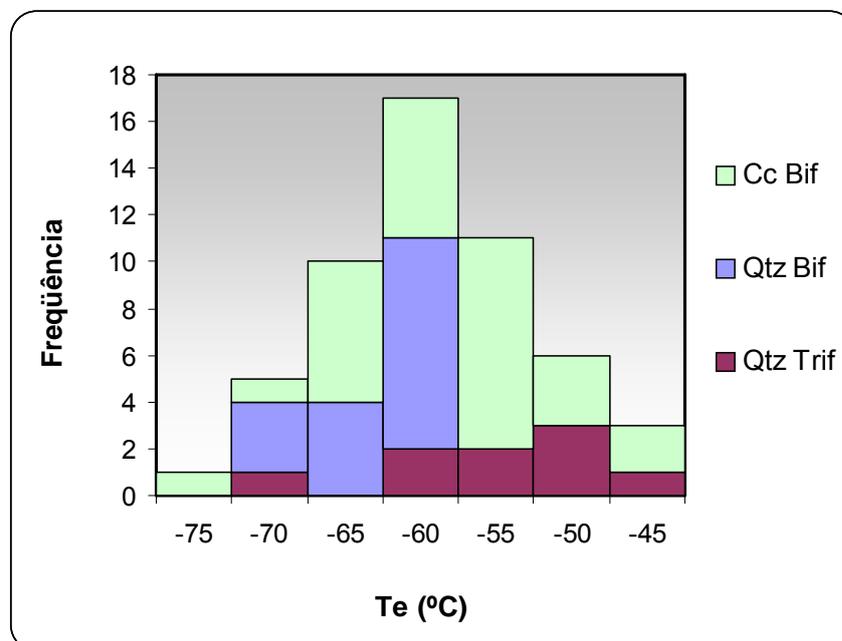


Figura 73: Histograma de frequência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) hospedadas em cristais de quartzo (Qtz) e calcita (Cc) dos GRA.

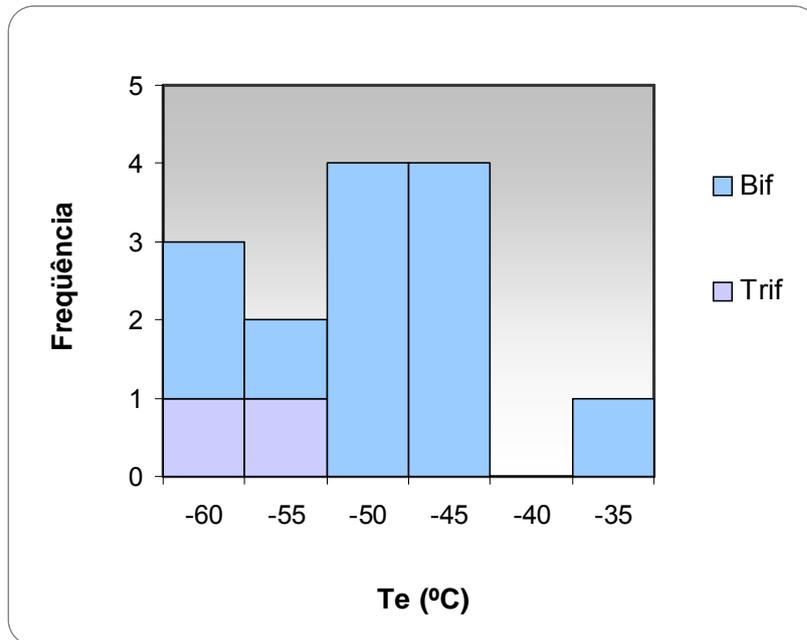


Figura 74: Histograma de frequência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) hospedadas em cristais de apatita dos MAG.

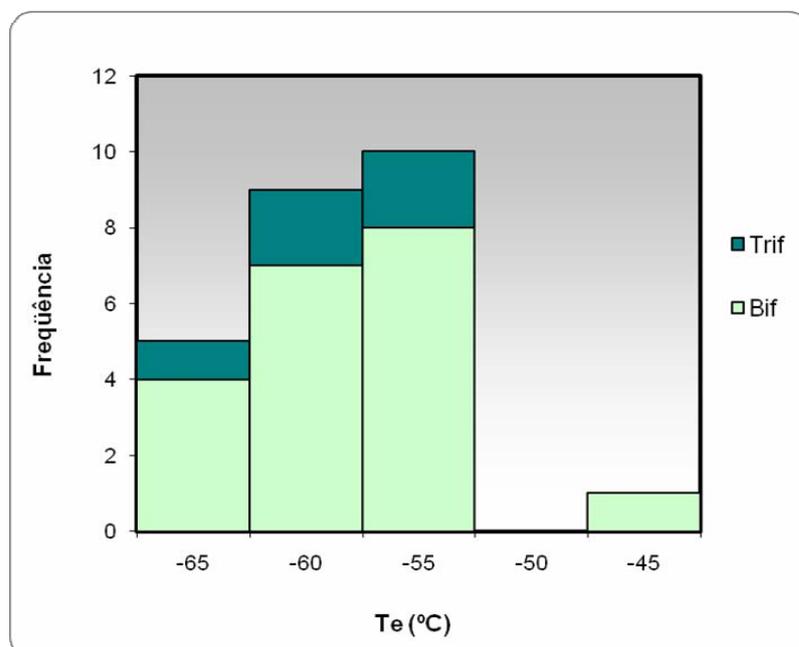


Figura 75: Histograma de frequência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) do bolsão de calcita.

Verifica-se, assim, que, independentemente do sistema químico estudado e do tipo litológico, as IF apresentam uma ampla variação de T_e (Fig.77) com o intervalo mais freqüente entre -65 e -50°C . 8,82, 10,87

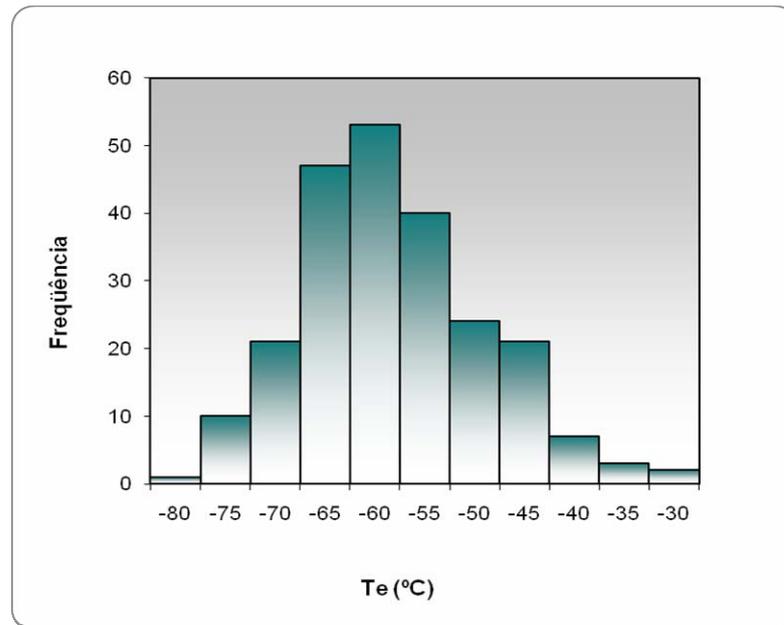


Figura 76: Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas referentes a todas as IF estudadas.

– Temperaturas de Fusão do Gelo e da Hidrohalita

As temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}), medidas nas IF bifásicas contidas em cristais de quartzo dos BSE, varia de $-23,9$ a $-0,2^\circ\text{C}$ (Fig.77). Nas IF bifásicas hospedadas nos cristais de escapolita, a variação da T_{fg} ($-19,8$ a $-3,2^\circ\text{C}$) não é muito diferente, com maior freqüência entre -6 e 0° (Qtz) e uma distribuição aleatória nos cristais de escapolita (Fig.77).

As medições das temperaturas de fusão da hidrohalita (T_{fHH}) foram raras, devido à impossibilidade de registrá-las ou à fusão ter ocorrido em condições de não-equilíbrio. Os poucos dados obtidos referem-se a IF bifásicas pertencentes ao sistema $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ aprisionadas em cristais de escapolita dos BSE, registrando-se valores entre $-37,4$ e -39°C . Nessas IF, entretanto, T_{fg} é menor do que $-21,2^\circ\text{C}$.

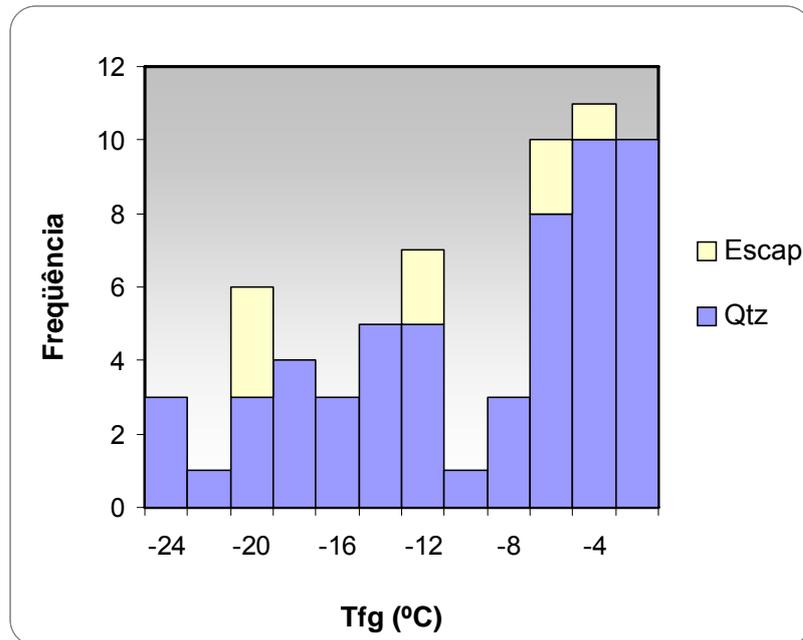


Figura 77: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas contidas em cristais de escapolita (Escap) e quartzo (Qtz) das BSE.

Nas BIX, as medições de T_{fg} para as IF bifásicas contidas em cristais de quartzo acusam variação de $-8,8$ a $-0,7$ °C (Fig.78).

As raras IF bifásicas contidas em cristais de quartzo do GBA apresentam T_{fg} entre $-15,9$ e $-7,42$ (Fig.79).

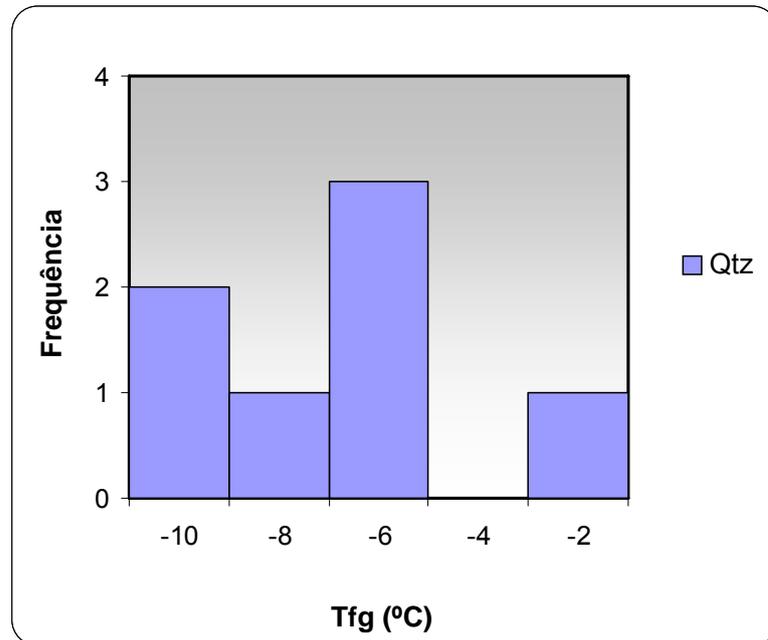


Figura 78: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas contidas em cristais de quartzo (Qtz) das BIX.

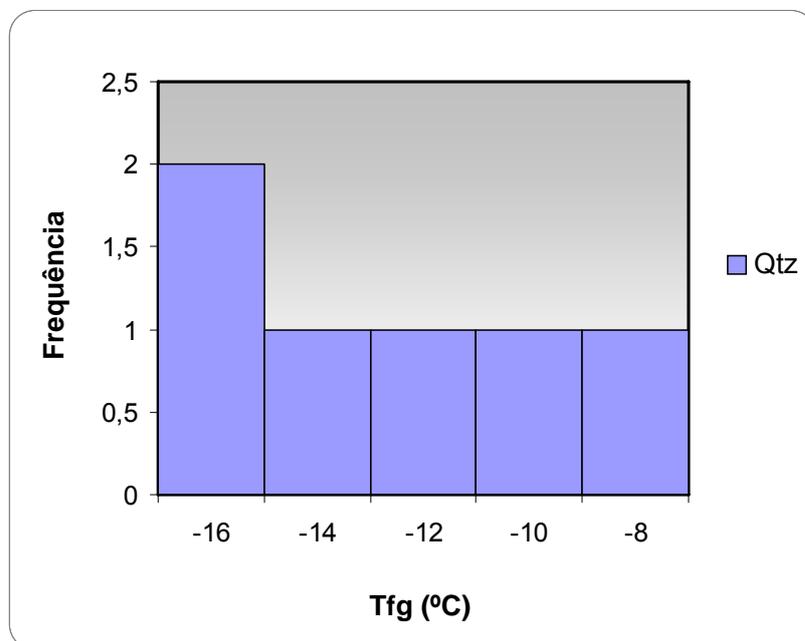


Figura 79: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas hospedadas em cristais de quartzo (Qtz) dos GBA.

As T_{fg} medidas nas IF bifásicas contidas em cristais de quartzo dos GRA variam de $-19,1$ a $-3,6^{\circ}\text{C}$ (Fig.80). Em uma única IF, pertencente ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, foi possível medir a T_{fHH} para a qual obteve-se o valor de -40°C . Nas IF bifásicas hospedadas nos cristais de calcita dos GRA, a T_{fg} varia de $-23,9$ a $-1,3^{\circ}\text{C}$, com maior frequência entre -14 e -2°C (Fig.80).

Nos MAG, as T_{fg} das IF bifásicas hospedadas em cristais de quartzo cobrem a faixa de $-11,8$ a $-5,8^{\circ}\text{C}$ (Fig.81).

No bolsão de calcita, as IF bifásicas apresentam T_{fg} entre $-4,2$ e -11°C , com maior frequência entre -10 e -6°C (Fig.82).

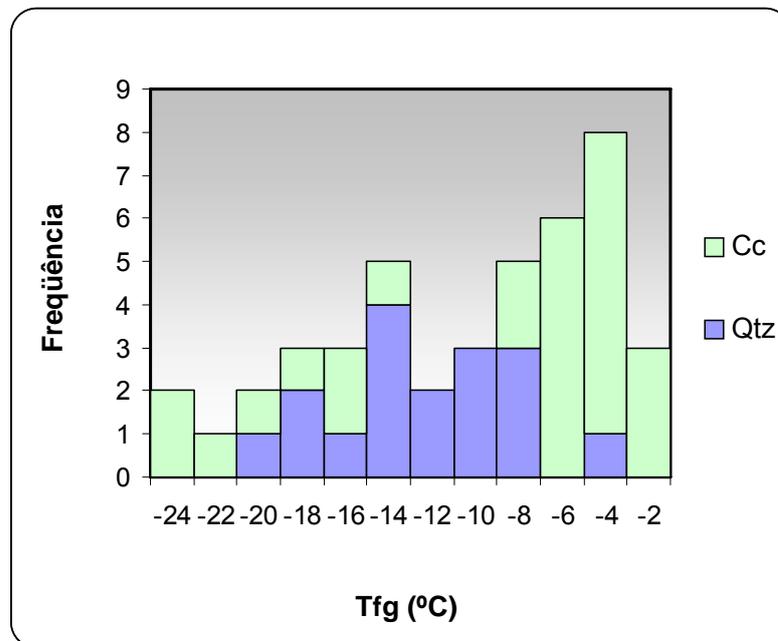


Figura 80: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas hospedadas em cristais de calcita (Cc) e quartzo (Qtz) dos GRA.

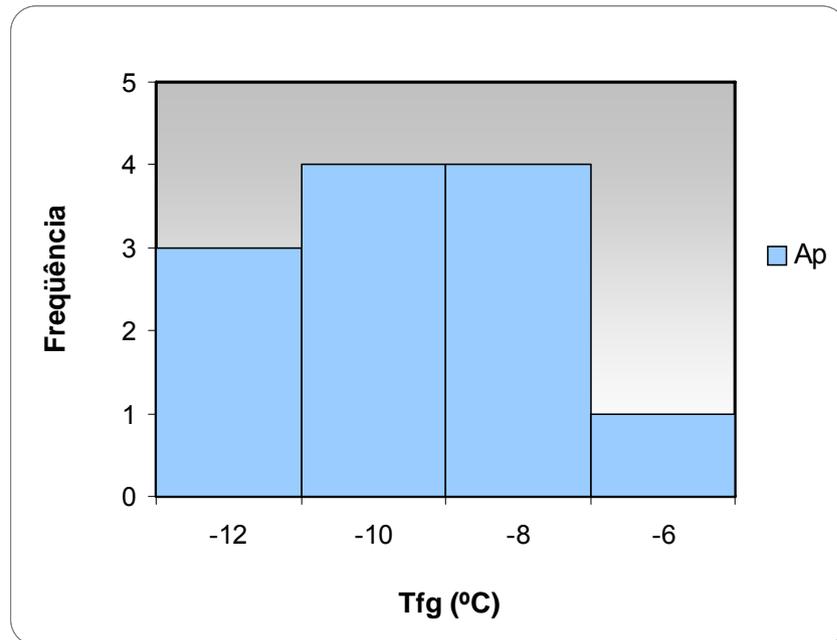


Figura 81: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas contidas em cristais de apatita (Ap) dos MAG.

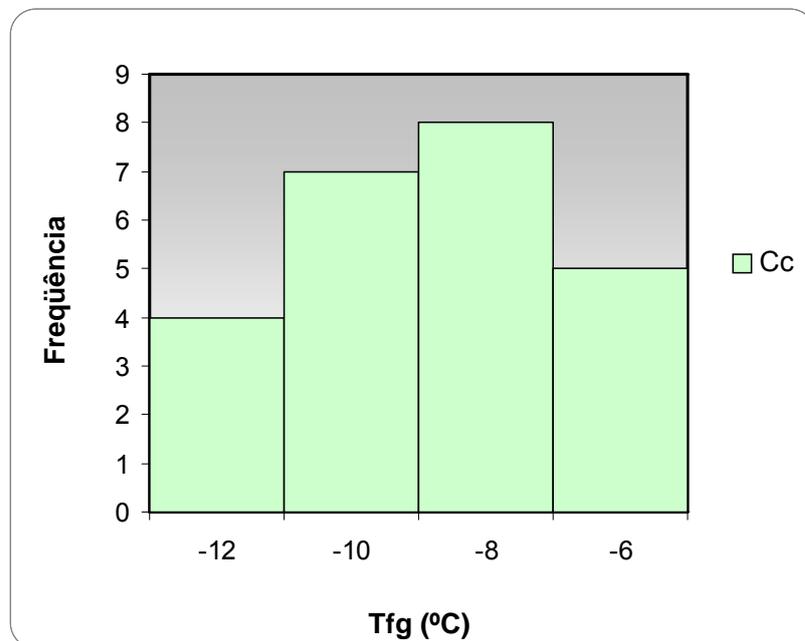


Figura 82: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas do bolsão de calcita (Cc).

5.3.4.3. Testes de aquecimento

- Temperaturas de Homogeneização

As medidas das temperaturas de homogeneização (T_h) das IF dos BSE variam de 109,4° a 449,8 °C para as IF contidas em cristais de quartzo e de 106,8° a 380,4°C para aquelas hospedadas em cristais de escapolita. O intervalo mais freqüente ocorre entre 150 e 250°C, em ambos os casos (Fig.83).

Nas BIX, a T_h das IF contidas em quartzo varia entre 132,8 e 449,5 °C, em que se destacam dois picos distintos nos quais ocorrem as maiores concentrações 1) 150-200°C e 2) 250-300°C (Fig.84), sendo as temperaturas mais altas referentes às IF trifásicas.

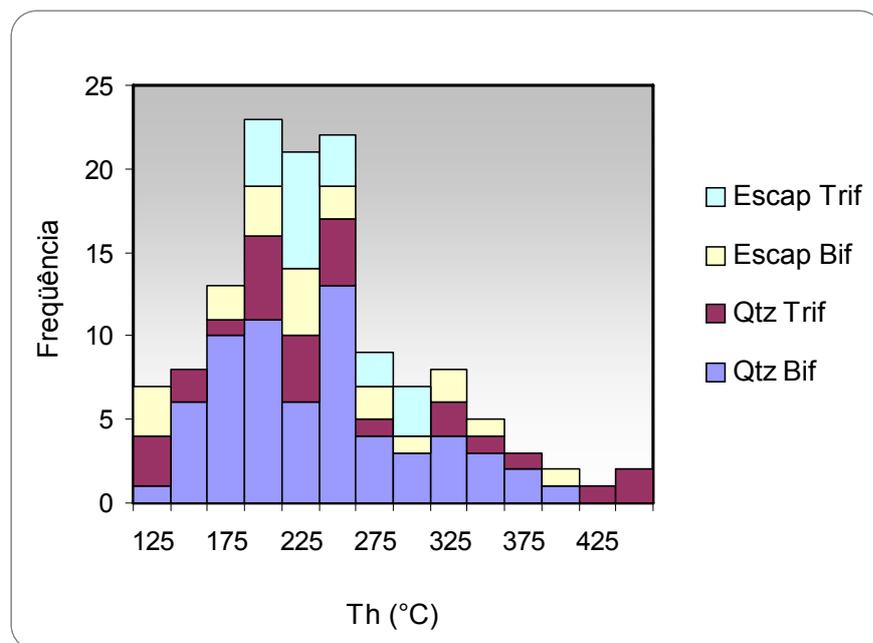


Figura 83: Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) aprisionadas em cristais de escapolita (Escap) e quartzo (Qtz) das BSE.

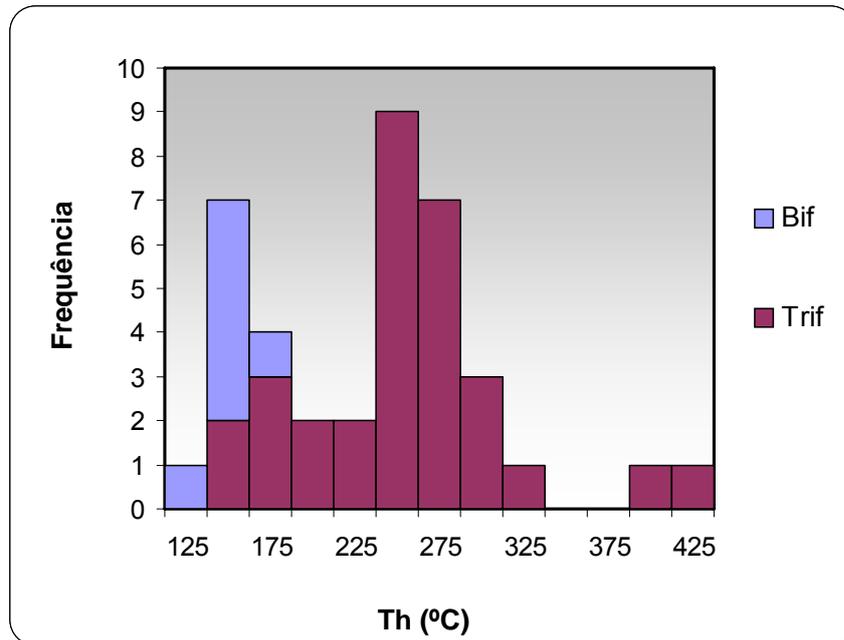


Figura 84: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes a inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) contidas em cristais de quartzo das BIX.

A T_h das IF hospedadas em quartzo no GBA varia de 122 a 478,8 °C, sendo que a maioria se situa entre 150 e 275 °C (Fig.85).

As IF contidas em cristais de quartzo dos GRA apresentam T_h entre 116,6° e 335,2°C, sem destaque para nenhum intervalo específico, enquanto naquelas contidas em calcita a variação é de 103° a 200°C, com a maioria concentrando-se na faixa de 125°-175°C (Fig.86).

Nos MAG, a T_h das IF contidas em cristais de apatita varia de 158° a 328°C, sendo o intervalo predominante entre 200 e 275°C (Fig.87).

No bolsão de calcita, embora T_h das IF varie de 120,5 a 350,0°C, o intervalo mais comum situa-se entre 150 e 275°C (Fig.88).

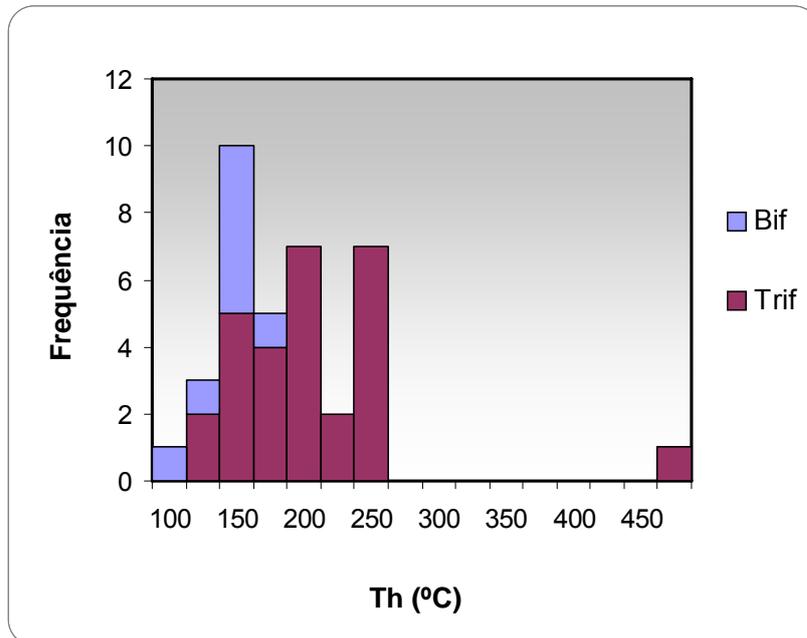


Figura 85: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) hospedadas em cristais de quartzo dos GBA.

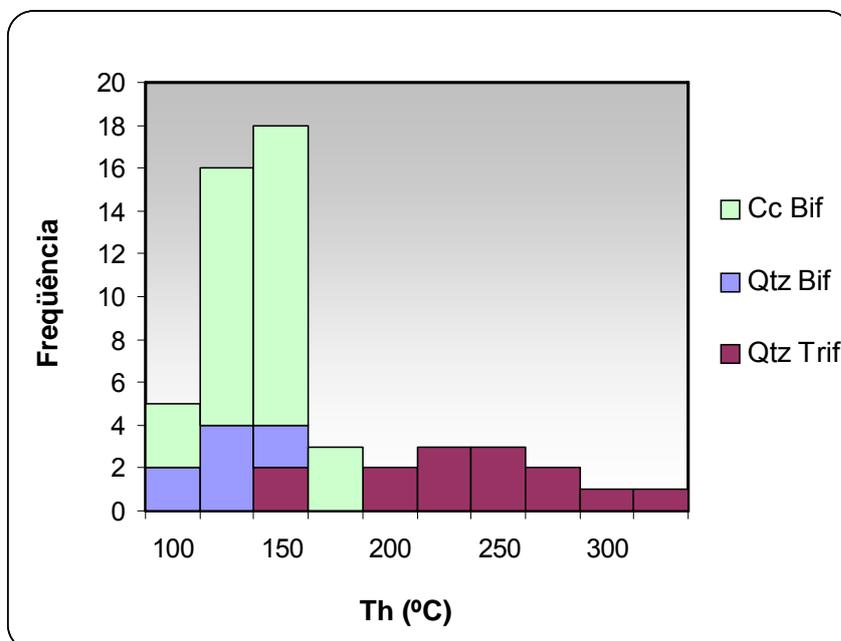


Figura 86: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) contidas em cristais de calcita (Cc) e quartzo (Qtz) do GRA.

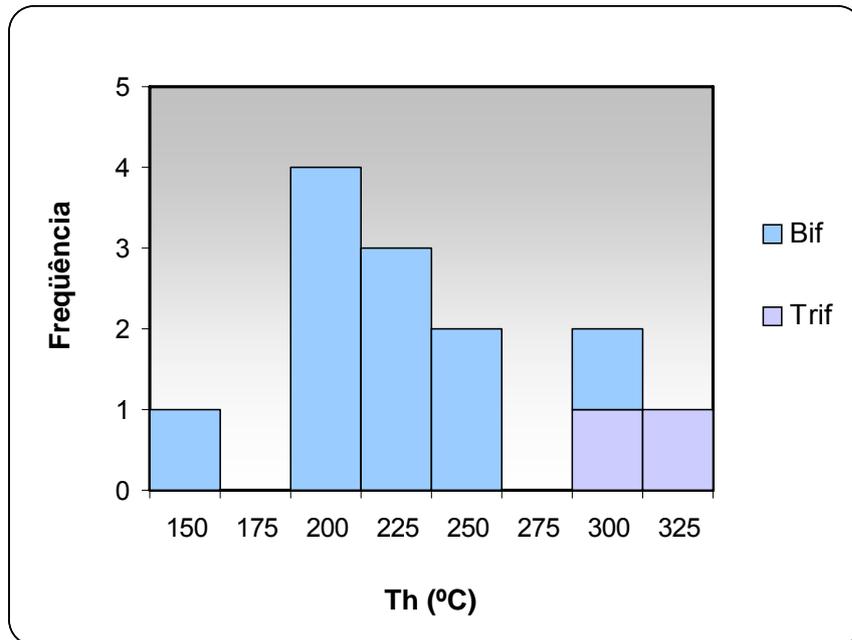


Figura 87: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) aprisionadas em cristais de apatita (Ap) do MAG.

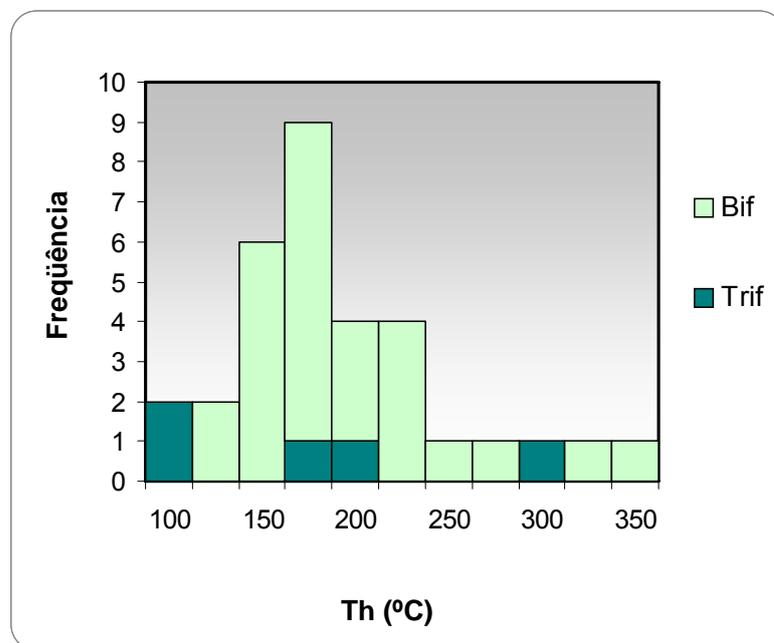


Figura 88: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) do bolsão de calcita (Cc).

Em algumas IF trifásicas estudadas não foi possível determinar a T_{fH} , porque, durante o aquecimento, os cristais não mostraram nenhuma diminuição no tamanho e as IF acabaram por crepitar ($\approx 380^\circ\text{C}$) antes que a temperatura de dissolução fosse atingida. Suspeita-se, assim, que se trata de mineral capturado ou que a IF passou por alguma mudança física após o aprisionamento do fluido.

5.3.4.4. Tratamento de dados

– Salinidades

As salinidades das IF bifásicas contidas em cristais de quartzo das BSE abrangem o intervalo de 22,4 a 0,2% em peso equiv. de NaCl (Fig.89). Nas IF bifásicas hospedadas nos cristais de escapolita, as salinidades variam de 5,3 a 22,3% em peso equiv. de NaCl (Fig.89). Foram calculadas salinidades de 28,3 a 53,3% em peso equiv. de NaCl para as IF trifásicas contidas no quartzo e entre 31,2 a 37,9% em peso equiv. de NaCl para as IF contidas em escapolita, com maior frequência entre 30 e 35% em ambos os casos (quartzo e escapolita) (Fig.89). Nas raras IF bifásicas que registraram valores de T_{fg} menores que $-21,2^\circ\text{C}$, não foi possível determinar a salinidade com a equação de Bodnar (1993).

As salinidades dos fluidos referentes às IF saturadas das BSE, caracterizados pelo sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, foram estimadas, em termos dos principais solutos, em 15-26% de NaCl e 15-23% CaCl_2 (Fig.90), sendo que os maiores valores de NaCl são referentes à escapolita.

Nas BIX, as salinidades contidas em cristais de quartzo acusam 1,13 a 12,62% em peso equiv. de NaCl para as IF bifásicas e 29,6 a 53,2% em peso equiv. de NaCl para as IF trifásicas (Fig.91).

As IF bifásicas e trifásicas contidas em cristais de quartzo do GBA apresentam, respectivamente, salinidades nas faixas de 11-9,4% e 29,6- 56,9% em peso equiv. de NaCl, as últimas com maior frequência entre 25 e 40% em peso equiv. de NaCl (Fig.92).

Nos GRA, as salinidades para as IF bifásicas contidas em cristais de quartzo dos GRA variam de 5,9 a 21,8% em peso equiv. de NaCl, enquanto que as IF trifásicas registram valores entre 32,5 e 41,1% em peso equiv. de NaCl (Fig.93).

As salinidades das IF bifásicas hospedadas nos cristais de calcita dos GRA variam de 2,3 a 23,2% em peso equiv. de NaCl (Fig.94), sendo que as maiores salinidades se referem às IF contidas em cristais de calcita associados ao K-feldspato (Fig.93).

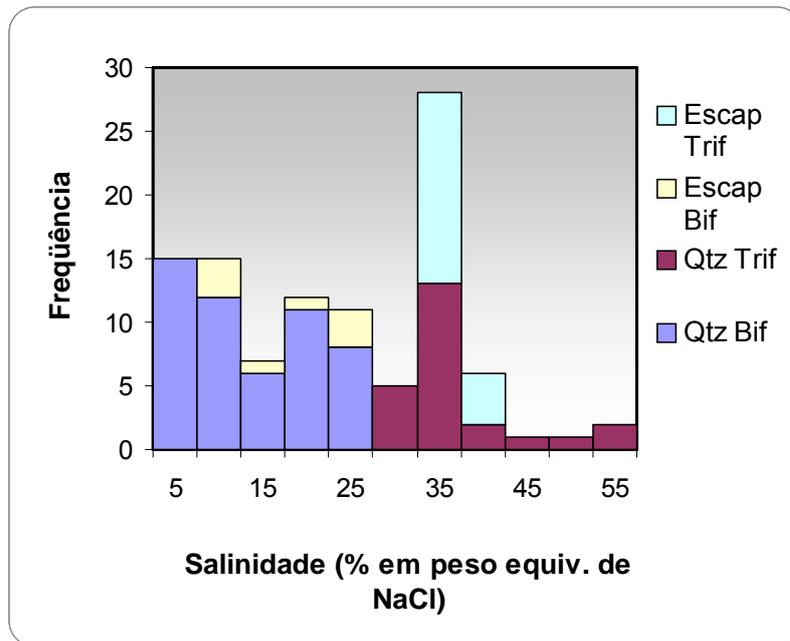


Figura 89: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) hospedadas em cristais de escapolita (Escap) e quartzo (Qtz) das BSE.

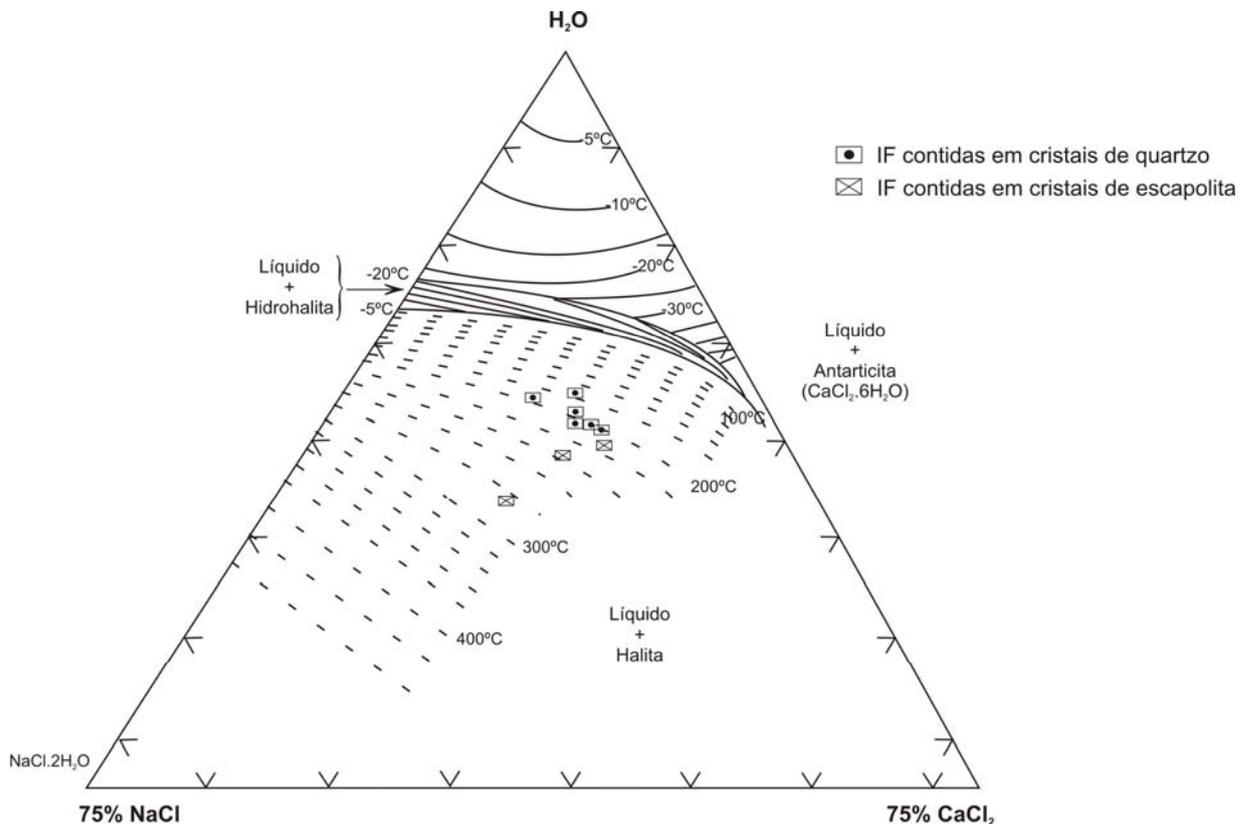


Figura 90: Diagrama triangular NaCl-CaCl₂-H₂O, obtido a partir de dados de fusão do gelo e da temperatura de homogeneização, mostrando a distribuição das inclusões fluidas trifásicas das BSE, (baseado em Williams-Jones & Samson, 1990).

Nos MAG, as salinidades das IF bifásicas hospedadas em cristais de quartzo variam de 8,9 a 15,8% em peso equiv. de NaCl com maior freqüência entre 10 e 15% em peso equiv. de NaCl, porém nas raras IF trifásicas as salinidades são 2,5 a 4 vezes maiores (38,4 a 40,4% em peso equiv. de NaCl, Fig.94).

As salinidades das IF bifásicas para o bolsão de calcita cobrem o intervalo de 6,7 a 14,9% em peso equiv. de NaCl (Fig.95). Nas IF trifásicas, a salinidade varia de 28,5 e 39,3% em peso equiv. de NaCl (Fig.95).

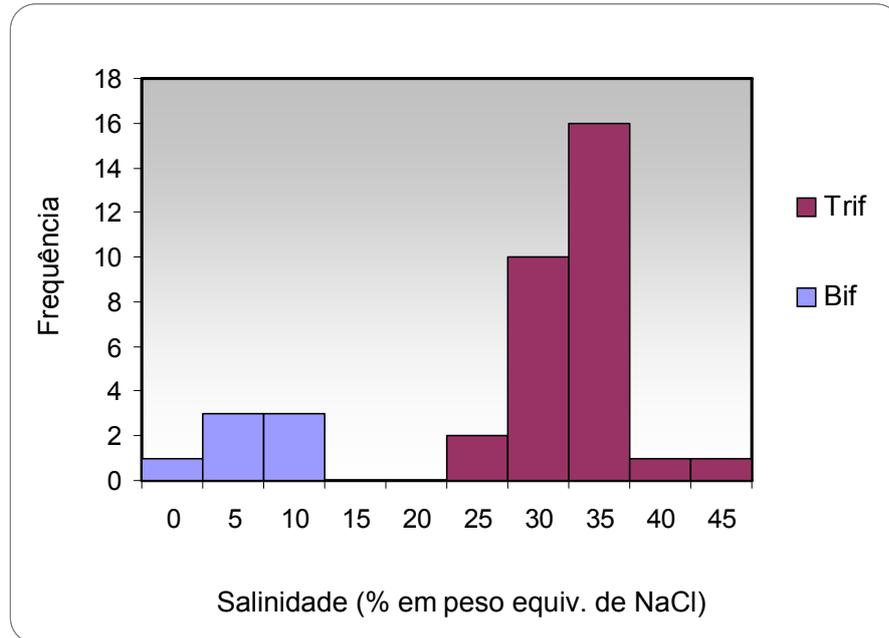


Figura 91: Histograma de frequência da salinidade referente às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) contidas em cristais de quartzo das BIX.

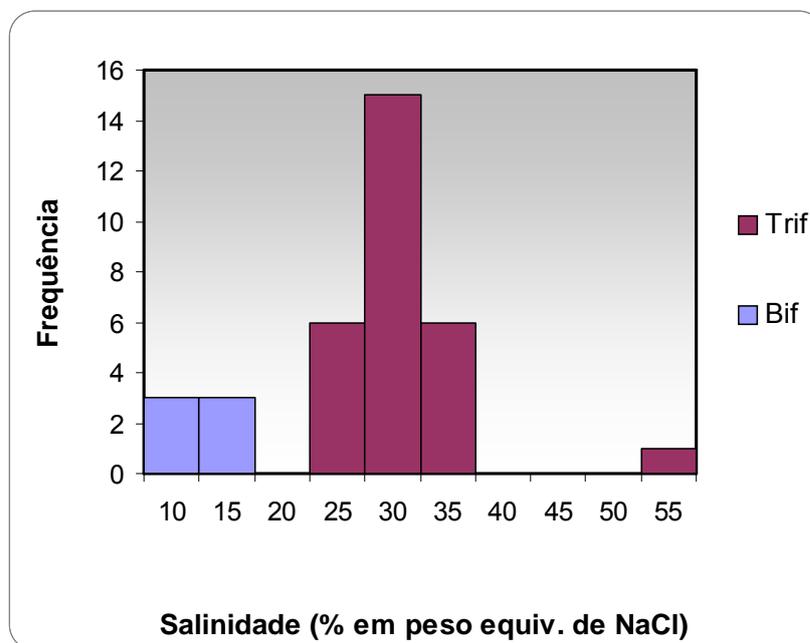


Figura 92: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) aprisionadas em cristais de quartzo dos GBA.

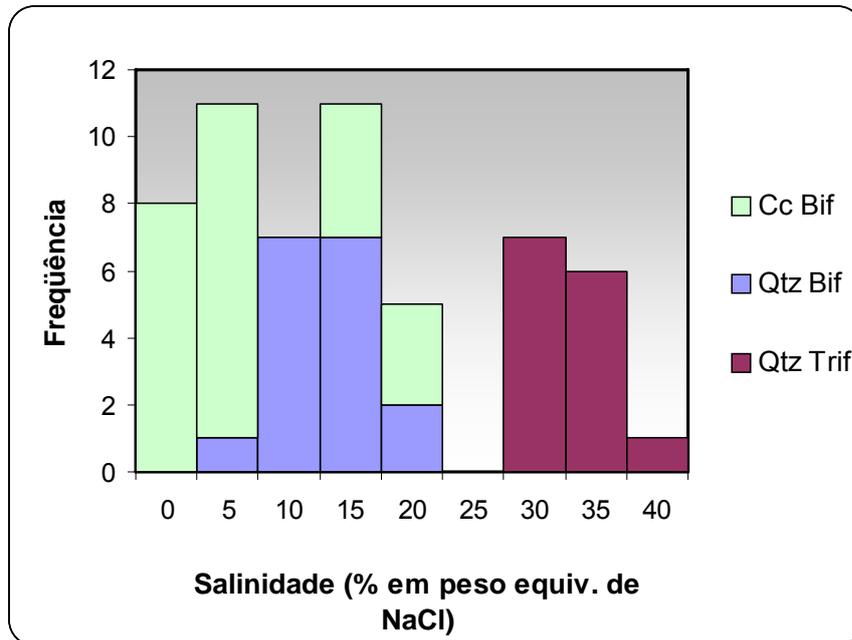


Figura 93: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) hospedadas em cristais de calcita (Cc) e quartzo (Qtz) dos GRA.

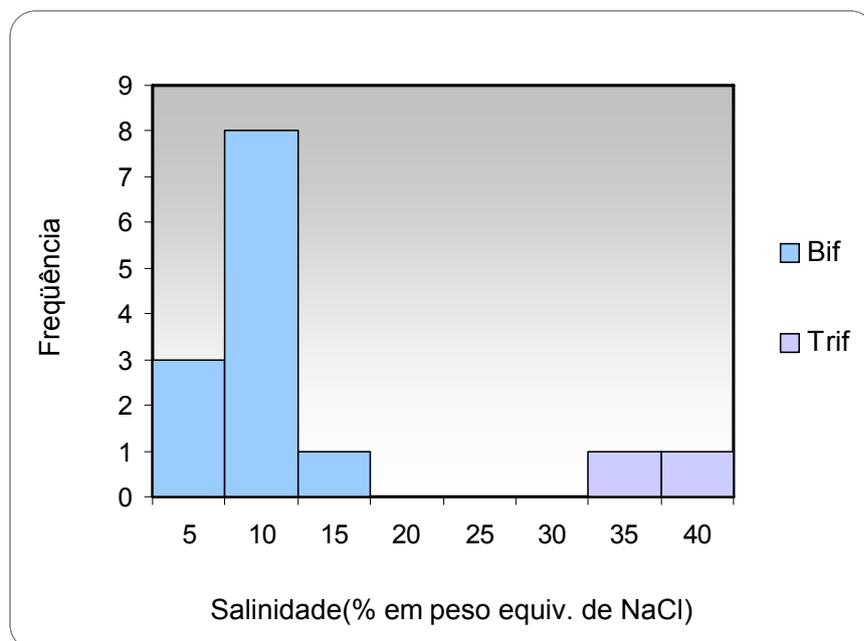


Figura 94: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) aprisionadas em cristais de apatita (Ap) dos MAG.

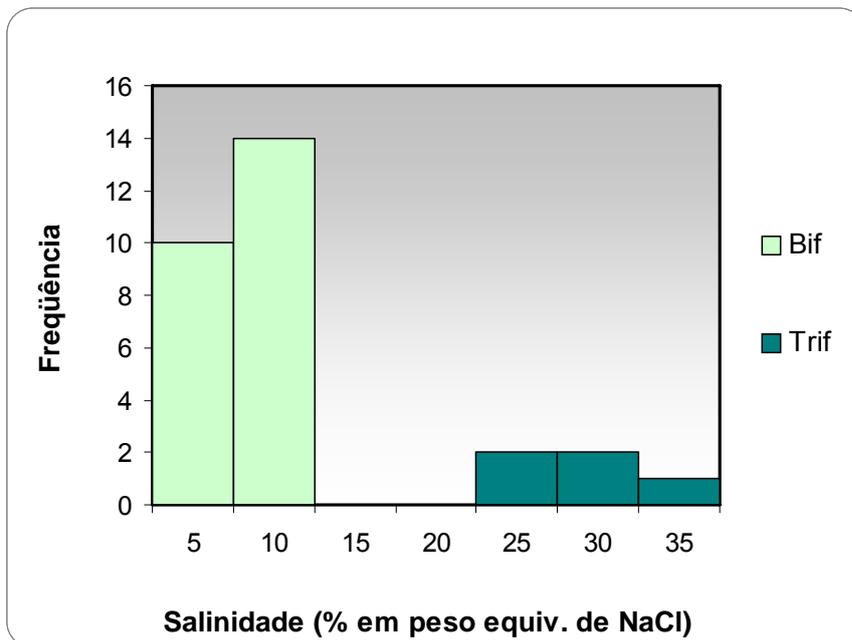


Figura 95: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) do bolsão de calcita (Cc).

– Densidades

As densidades dos fluidos contidos nas IF hospedadas em quartzo das BSE mostram variação entre 0,73 e 1,16 g/cm³, bem similar às registradas na escapolita (0,84 a 1,13 g/cm³) ou mesmo nas IF presentes em cristais de quartzo das BIX (0,89 a 1,14 g/cm³).

As IF hospedadas em quartzo dos GBA apresentam densidades no intervalo entre 0,99 e 1,14 g/cm³. Por seu turno, nas IF dos GRA, as densidades variam de 1,03 a 1,13 g/cm³ no quartzo e de 0,9 a 1,08 g/cm³ na calcita. Nos MAG, as densidades das IF hospedadas em cristais de apatita abrangem o intervalo de 0,8 a 1,09 g/cm³ e no bolsão de calcita elas variam de 0,9 a 1,15 g/cm³.

Diante do exposto acima e analisando-se as relações entre os fluidos, independentemente do tipo litológico, por meio de diagramas Te x salinidade e Th x

salinidade (Figs. 96 e 97), e considerando **(a)** $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$; **(b)** $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$; e **(c)** $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{FeCl}_2$, observa-se que:

1. o fluido do sistema **a** mostra temperaturas eutéticas (T_e) entre -80 e -49°C . As salinidades e temperaturas de homogeneização (T_{ht}) para as IF bifásicas acusaram, respectivamente, valores nos intervalos de 2-23% em peso equiv. de NaCl e $100-340^\circ\text{C}$, enquanto que as IF trifásicas registraram intervalos de 28-57% em peso equiv. de NaCl e $110-480^\circ\text{C}$;
2. As medidas de T_e dos fluidos do sistema **b** revelaram valores entre -42 a -30°C . As IF bifásicas e trifásicas mostram, respectivamente, salinidades nos intervalos de 0-16 e 32-51% em peso equiv. de NaCl e T_{ht} nas faixas de $160-263$ e $208-430^\circ\text{C}$;
3. as T_e do sistema **c** variam de -40 a -50°C , com os fluidos apresentando salinidades na faixa de 0-21 % em peso equiv. de NaCl e T_{ht} entre $120-350^\circ\text{C}$ para as IF bifásicas. Nas IF trifásicas, a T_{ht} e salinidades cobrem, respectivamente, os intervalos de $150-309^\circ\text{C}$ e 29-39% em peso equiv. de NaCl.

O estágio mais tardio da alteração hidrotermal, representado pela calcita, revelou medições para as IF bifásicas de T_{ht} variando entre 100 a 250°C (Figs.86 e 88) e de salinidades, em geral, entre 2 e 15% em peso equiv. de NaCl (Figs.93 e 95). Ocasionalmente, foram obtidas salinidades $>20\%$ em peso equiv. de NaCl, no entanto, a calcita analisada era provinda da massa rochosa. As raras IF trifásicas, registram T_{ht} entre $120-314^\circ\text{C}$ e salinidades de 28-39% em peso equiv. de NaCl. Apenas o fluido **a** e, muito raramente, **c** foram identificados neste mineral.

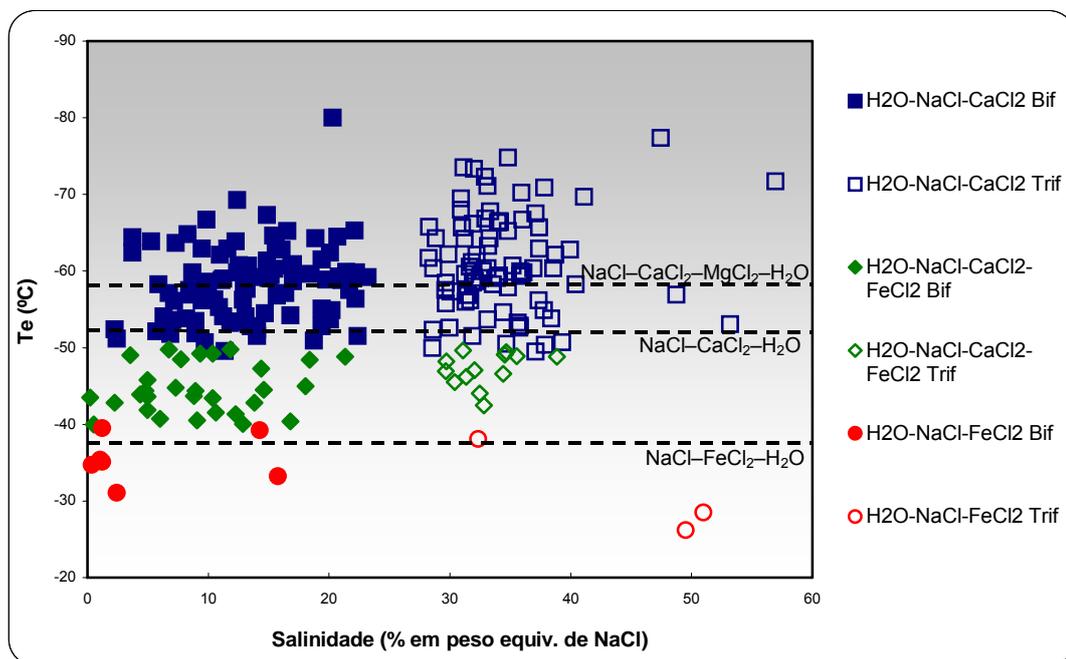


Figura 96: Diagrama T_e x salinidade destacando os três diferentes fluidos encontrados com discriminação de IF bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif).

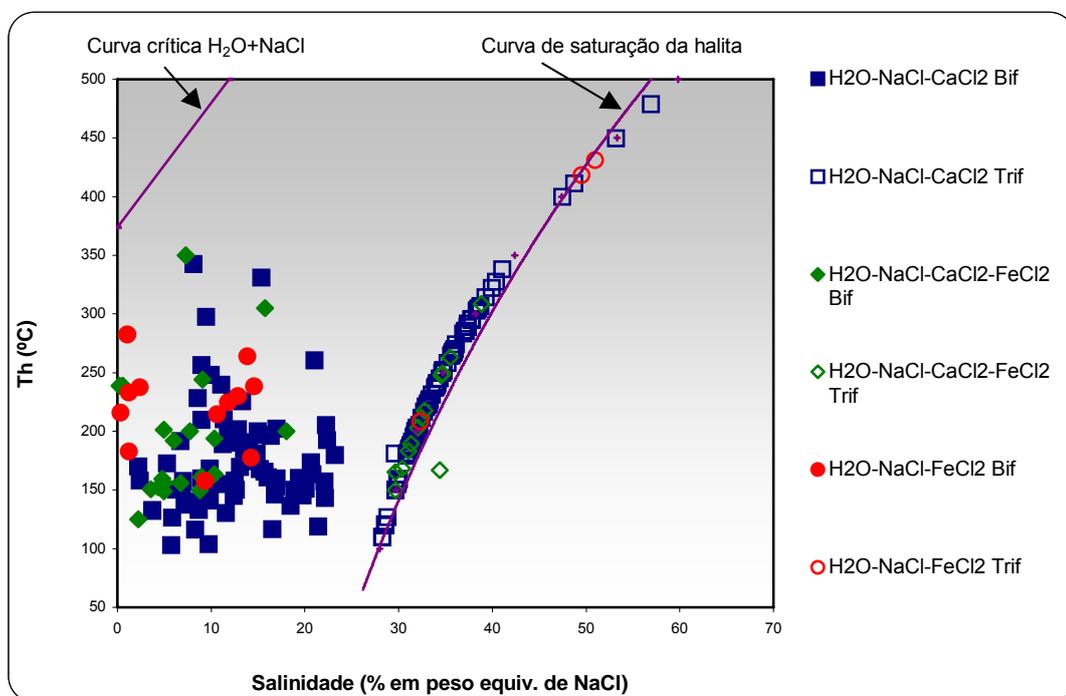


Figura 97: Diagrama T_h x salinidade que deixa evidente a diluição dos fluidos sob temperaturas que se mantiveram acima de 100°C .

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na área do depósito do Sossego, é reconhecida uma variedade de rochas que abrangem tipos granitóides (granulares e porfiríticos) e máficos (vulcânicas e intrusivas), os quais foram submetidos a um regime deformacional, de evolução dúctil a rúptil, e a uma intensa alteração hidrotermal. Importantes produtos dessa atividade hidrotermal são os magnetititos, actinolititos e o próprio minério.

Apesar da pouca preservação de feições primárias, a maior ou menor abundância de albita com textura de tabuleiro de xadrez permitiu inferir que os protólitos granitóides foram diversos, desde sienos/monzogranitos a quartzos dioríticos, enquanto diabásios/gabros o foram das rochas máficas intrusivas. As variedades vulcânicas devem representar rochas do Grupo Grão Pará.

Estudos de campo e petrográficos mostraram também que a alteração foi concomitante com a deformação, registrando-se intenso metassomatismo sódico durante o regime dúctil e na transição para o regime dúctil-rúptil, o que já havia sido observado por Villas *et al.* (2005). Durante o regime dúctil, foram geradas as BIX, cuja composição mineralógica, rica em escapolita marialítica, Cl-biotita, K-Cl-Fe hastingsita e turmalina, indica forte interação dos granitóides milonitizados com fluidos muito salinos com elevadas concentrações sobretudo de Cl, Na e B. Sob o regime rúptil, as rochas foram fraturadas e localmente brechadas, facilitando a circulação dos fluidos e, em consequência, a alteração propilítica (actinolitização, epidotização e cloritização), a que se associaram um forte Fe-metassomatismo (produção dos magnetititos) e o estágio principal da mineralização. Posteriormente, novos fraturamentos ocorreram e foram então formados veios com conteúdo mineralógico variado, com destaque para os de calcita (carbonatação), que assinalam a fase mais tardia da alteração hidrotermal da área do Sossego.

O estudo de inclusões fluidas (IF), no depósito do Sossego, revelou somente fluidos aquosos, os quais, com base nos principais solutos, podem ser simplificados pelos sistemas **a)** $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, **b)** $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$ e **c)** $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{FeCl}_2$.

Valores de T_e abaixo de -60°C devem refletir fenômenos de metaestabilidade, comum em fluidos ricos em Ca, ou mesmo a ocorrência de fluidos anômalos, o que tornou impraticável estimar sua composição.

As medidas das temperaturas de homogeneização de todas as IF estudadas, entre cerca de 500 e 100°C (Fig.98), indicam que o quartzo precipitou durante toda a evolução do sistema hidrotermal do Sossego, seguido da escapolita (425 a 100°C) e da apatita (350 a 100°C), enquanto que a calcita se formou, preferencialmente, a temperaturas mais baixas ($< 275^\circ\text{C}$).

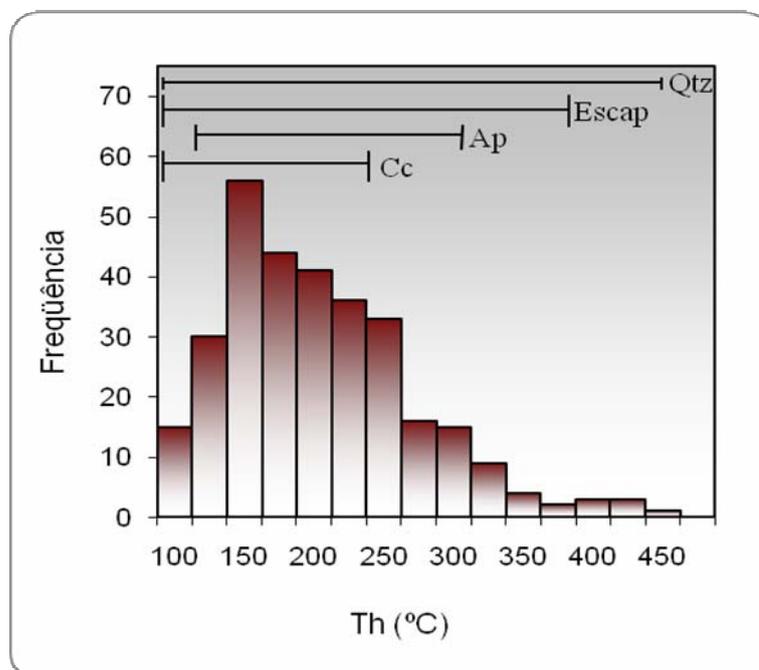


Figura 98: Histograma de frequência de T_h referente a todas as IF estudadas. As linhas horizontais representam os intervalos de T_h registrados nos diferentes minerais hospedeiros das IF. Qtz = quartzo; Escap = escapolita; Ap = apatita; Cc = calcita.

A Figura 99 mostra não só o amplo intervalo da salinidade estimada para todas as IF (0,2 a 56,93% em peso equiv. de NaCl), bem como os referentes a cada mineral hospedeiro estudado. Nota-se que salinidades maiores que 40% em peso equiv. NaCl só foram registradas em IF do quartzo pertencentes as BIX, BSE e GBA, e que as IF da

apatita e da escapolita apresentam intervalos de salinidades muito similares (5 a 40% em peso equiv. NaCl). As salinidades mais baixas medidas nas IF da calcita corroboram a interpretação de que este mineral tenha sido gerado após o estágio de diluição em resposta à infiltração de águas superficiais no sistema, o que será discutido mais detalhadamente adiante.

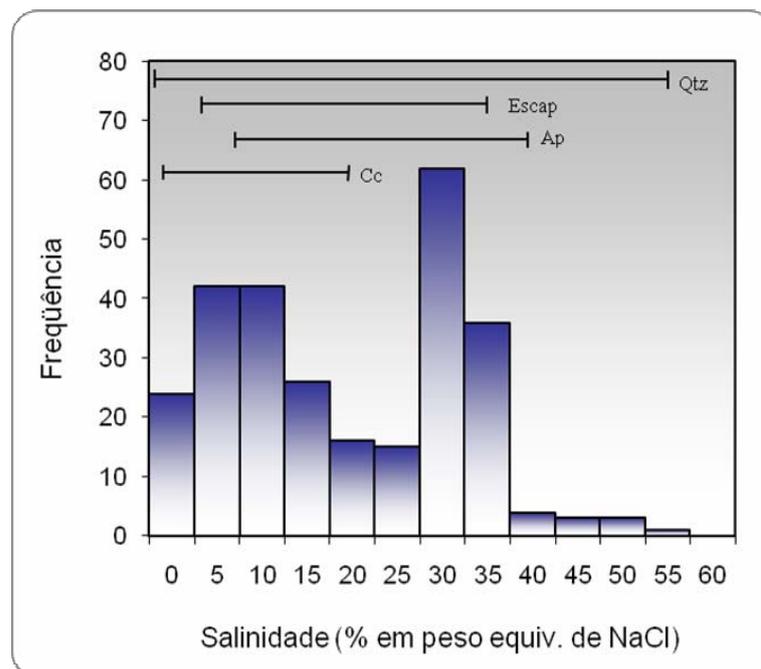


Figura 99: Histograma de frequência da salinidade referente a todas as IF estudadas. As linhas horizontais representam os intervalos de salinidade dos fluidos aprisionados nos diferentes minerais hospedeiros. Qtz = quartzo; Escap = escapolita; Ap = apatita; Cc = calcita.

Dados preliminares obtidos por Carvalho *et al.* (2005) em IF contidas em quartzo de brechas com calcopirita e de veios do corpo Sossego fornecem resultados semelhantes aos encontrados para o corpo Sequeirinho. No entanto, algumas medidas de T_{fg} para as IF bifásicas do Corpo Sossego acusaram valores mais baixos que os encontrados no corpo Sequeirinho ($< -24^{\circ}\text{C}$), implicando salinidades maiores para aquelas inclusões (até cerca de 33% em peso equiv. de NaCl). Da mesma forma, IF trifásicas do Corpo Sossego revelam T_h com valores de até 570°C e, portanto,

salinidades que alcançam cerca de 70% em peso equiv. de NaCl. Não há, no entanto, qualquer indicação quanto à composição desses fluidos.

Uma possível interpretação para a evolução química e termal do paleossistema hidrotermal do Sossego considera que teria havido, inicialmente, dois fluidos primários, $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (**a**) e $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$ (**b**), visto serem eles os que apresentam as mais altas salinidades (Fig. 96) e temperaturas de homogeneização (Fig. 97).

Mais tarde, esses dois fluidos primários teriam se misturado e gerado fluidos ricos em Na, Ca e Fe. Isso fica evidenciado na figura 96, que mostra que os fluidos representados pelo sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{FeCl}_2$ registram uma composição intermediária entre aqueles membros extremos. Essa mistura, provavelmente, ocorreu a temperaturas moderadas (300°C) e o fluido resultante tinha salinidade de cerca de 40% em peso equiv. de NaCl (Fig. 100).

A coexistência de IF bifásicas e trifásicas representativas dos fluidos **a** e **b**, bem como a ampla variação na salinidade desses fluidos, sugerem uma diluição progressiva provocada pela entrada de água meteórica no sítio onde ocorreu a mineralização. Durante essa diluição, os fluidos mantiveram-se com temperatura sempre acima de 100°C (Fig. 97). A hipótese da diluição é também sustentada por dados isotópicos que acusam valores de $^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ de $-7,24\text{‰}$ a $+2,98\text{‰}$ na faixa de 150-350°C e $-3,0\text{‰}$ a $-2,2\text{‰}$ na faixa de 250-300°C (Neves, no prelo; Monteiro *et al.* submetido, respectivamente).

Os processos de albitização, anfibolitização (hastingsita) e escapolitização estariam relacionados à ação do fluido rico em Na e Ca (fluido **a**), enquanto o outro fluido primário, rico em Na e Fe (fluido **b**), teria transportado as grandes quantidades de Fe que redundaram na formação dos magnetitos. O terceiro fluido (**c**) teria sido responsável pela actinolitização, epidotização e cloritização das rochas e é aqui também considerado o principal fluido mineralizador (Fig. 100), devido estes processos hidrotermais estarem mais comumente associados à mineralização.

O estagio mais tardio, representado pela carbonatação, é consistente com as temperaturas de homogeneização comumente mais baixas (100 a 230°C) das IF contidas na calcita. Estimativas da salinidade fornecem valores moderados a baixos (20 a 2 % em peso equiv. de NaCl), também indicando que os fluidos, a partir dos quais a

calcita foi precipitada, passaram por uma diluição progressiva à medida que o sistema se resfriava.

A origem dos fluidos hidrotermais responsáveis pela alteração/mineralização do depósito do Sossego ainda é uma questão em aberto e as principais hipóteses envolvem fontes magmáticas e metamórficas. A associação espacial do depósito com rochas granitóides as tornariam fontes potenciais para esses fluidos e certamente elas contribuíram com algum aporte, como mostram os dados isotópicos de $^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ de +4,8 a +5,9‰ para actinolita, +5,9 a 9,8‰ para quartzo, +5,1‰ para K-feldspato (Monteiro *et al.* submetido). Problemas existem, contudo, para atribuir uma origem magmática para os fluidos de alta salinidade (>25% em peso equiv. NaCl) na ausência de ebulição, como indicado pelo exame petrográfico das IF. Dados experimentais e teóricos sobre a solubilidade de Cl em fusões graníticas entre 786 e 1172°C e 2 kbar (Webster & De Vivo, 2002) apontam valores entre 0,14 e 2,36%, o valor mais alto referindo-se à fusão de composição andesítica. Esses dados são consistentes com análises feitas em inclusões sólidas (*melt-inclusions*) presentes em lavas do vulcão Vesúvio que acusam valores entre 0 e 1,36% de Cl (Vaggelli *et al.* 1993; Belkin *et al.* 1998). Por outro lado, dados experimentais relativos ao coeficiente de partição entre vapor e fusão granítica ($D_{\text{v/fusão}}^{\text{Cl}}$) a 700°C e 200MPa registram valores em torno de 5 (Candela & Picolli 1995¹, *apud* London 1995). Usando-se o mais elevado teor de Cl em fusão granitóide (2,36%) e $D_{\text{v/fusão}}^{\text{Cl}} = 5$, obtém-se cerca de 12% para a concentração de cloro na fase exsolvida, o que corresponderia a uma salinidade de aproximadamente 20% em peso NaCl, bem abaixo das elevadas salinidades encontradas em IF do depósito do Sossego.

Por outro lado, alguns dados de $\delta^{18}\text{O} > +12,0\text{‰}$ para fluidos aprisionados em cristais de apatita e calcita do minério dos corpos Sossego (Monteiro *et al.* 2005) e de calcita do corpo Sequeirinho (Neves *et al.* 2006) favorecem a contribuição de uma fonte não magmática, provavelmente metamórfica. Além disso, o metassomatismo de Fe, a escapolitização, a albitização e salinidades muito elevadas (> 40% em peso¹ equiv. NaCl) reforçam a idéia de participação de fluidos externos ao sistema magmático.

Nesse sentido, de acordo com vários autores, altas salinidades e minerais ricos em Cl em abundância, sobretudo a escapolita, podem resultar de fluidos gerados durante o metamorfismo de seqüências rochosas que incluem leitos evaporíticos (p. ex.

Mora & Valley 1989; Hunt *et al.* 2005; Yardley 2005). Ademais, fluidos ricos em CaCl_2 têm sido registrados em evaporitos (Roedder 1984) e em rochas de alto grau metamórfico (Crawford *et al.* 1979) e fluidos altamente salinos têm sido reconhecidos em IF aprisionadas em minerais de rochas metamórficas de baixo grau, associadas com seqüências evaporíticas (Crampon 1973 e Grappin *et al.* 1979). Da mesma forma, Rich (1979), estudando seqüências metamórficas, verificou que a distribuição de IF saturadas com halita é restrita a delgadas unidades estratigráficas e concluiu que os fluidos foram provavelmente derivados de evaporitos, sem ter, contudo, identificados-as na área estudada. Por sua vez, Yardley & Graham (2002) mostraram que a salinidade de fluidos de rochas metassedimentares, independentemente do grau metamórfico, reflete o ambiente original de deposição dos sedimentos. Particularmente, eles constataram que seqüências da margem continental, que incluem evaporitos, produzem, durante o metamorfismo de baixo grau, fluidos muito salinos que ficam armazenados nos poros das rochas à medida que os leitos evaporíticos são dissolvidos.

Outros autores, tais como Behr *et al.* 1983), Kozlowski *et al.* (1988), Mora & Valley (1989), Oliver *et al.* (1992), Frietsch *et al.* (1997) e Hunt *et al.* (2005), também reforçam a idéia de fluidos altamente salinos terem sido originados de leitos evaporíticos metamorfisados. Essas seqüências evaporíticas são fontes primárias de fluidos ricos em Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} e BO_3^{3-} .

Mesmo não sendo mais observados, esses leitos são inferidos pelos elevados teores de Cl das rochas e pelo ubíquo metassomatismo sódico (albitização e escapolitização) a que elas foram submetidas. Esses processos estão associados com depósitos de Cu-Au em várias partes do mundo, por exemplo Fenoscândia e Rússia (Frietsch *et al.* 1997). Estes autores sustentam ainda que depósitos hidrotermais de Cu-Au e Fe têm uma ligação espacial e em parte genética com os processos hidrotermais que envolvem escapolitização, albitização e turmalinização, principalmente com as duas

¹ CANDELA, P.A. & PICCOLI, P.M. 1995. Model ore-metal partitioning from melts into vapor and vapor/brine mixtures. In: THOMPSON, J.F.H. (Ed.). *Magmas fluids and ore deposits*. Mineral. Assoc. Canada, p. 101-128. (short course, 23)

primeiras, com os metais sendo transportados por soluções muito salinas, oxidadas e de alta temperatura. Há áreas mineralizadas com metais base, entretanto, em que evaporitos fazem parte da seqüência estratigráfica, a exemplo do distrito de Mary Kathleen, Queensland, Austrália (Oliver et al. 1992) e do cinturão cuprífero de Zâmbia (Hudec & Jackson, 2002), sendo eles apontados como as fontes primárias de Cl no transporte dos metais.

Recentes estudos realizados com isótopos de boro em turmalina dos depósitos Igarapé Bahia e Igarapé Salobo indicaram valores de $\delta^{11}\text{B}$ de cerca de 13‰ a 26‰ (Dreher & Xavier, 2006; Xavier et al. 2006). Estes valores são compatíveis com aqueles encontrados em evaporitos marinhos (18‰ a 32‰), o que pode sugerir ter havido deposição dessas rochas na bacia de Carajás. Neste particular, assume grande importância, no depósito do Sossego, as rochas foliadas, ricas em biotita, que contêm minerais com alto teor de cloro, notadamente a escapolita mariolítica (2,9 a 3,9 %) e a própria biotita (1,3 a 1,4%), conferindo às rochas elevadas concentrações deste halógeno (Sousa & Villas 2006). Muito provavelmente, os granitóides - protólitos dessas rochas -, à medida que eram cisalhados, interagiram com fluidos extremamente ricos em Na, Cl e B provindos da dissolução de leitos evaporíticos e/ou exalitos, tornando as BIX rochas de singular composição dentro daquele depósito.

Diante do que é constatado no depósito do Sossego, em termos das associações minerais de alteração e das elevadas salinidades dos fluidos, é lícito considerar a existência pretérita de seqüências evaporíticas e/ou exalitos nas cercanias dos sítios onde ocorreu a mineralização do Sossego.

Desde o início da década de 1960, inúmeros trabalhos mostram a importância dos complexos no transporte dos metais em soluções aquosas (p.ex. Barnes 1962, Hegelson 1969, 1970, Barnes & Czamanske 1967, Hemley *et al.* 1986, Seward & Barnes 1997, Yardley 2005). Muitos destes trabalhos são experimentais e é de aceitação universal que o Cl^- é o mais importante ligante para um extenso grupo de metais, incluindo metais base, o que permite que eles sejam transportados em soluções aquosas em condições hidrotermais bem diversas. Fluidos quentes com altas concentrações de Cl têm grande capacidade de solubilizar metais e de transportá-los até locais distantes onde as condições favorecem sua deposição. A diluição e a queda

de temperatura foram certamente dois dos principais mecanismos responsáveis pela precipitação de metais, evidências dos quais estão sobejamente constatadas no depósito do Sossego.

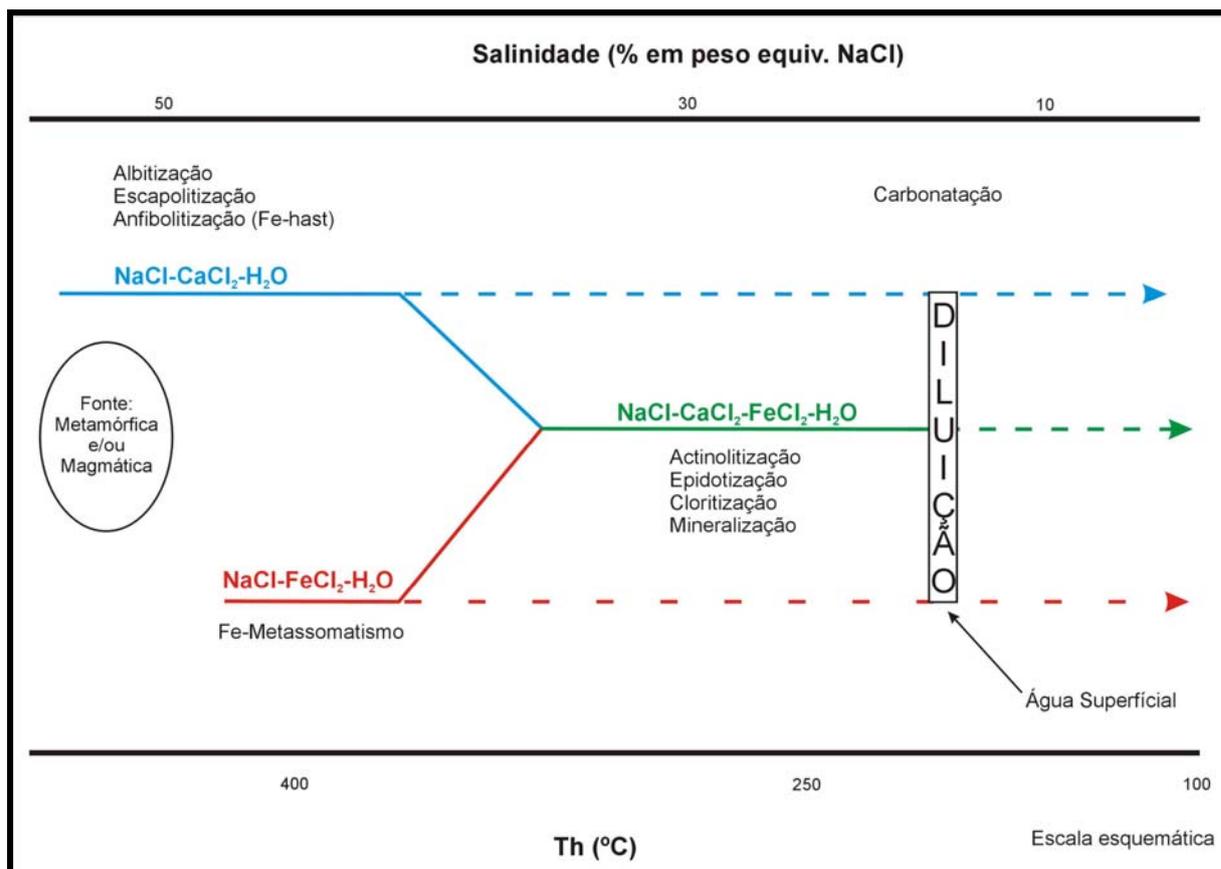


Figura 100: Diagrama esquemático da evolução do sistema hidrotermal do Sossego, ressaltando a mistura de dois fluidos primários e a diluição por águas superficiais.

6.1. SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS DOS FLUIDOS DOS DEPÓSITOS de Cu-Au DE CARAJÁS E COMPARAÇÃO COM OS FLUIDOS DO DEPÓSITO DO SOSSEGO

A compilação dos dados existentes sobre inclusões fluidas em minerais provenientes dos depósitos de Cu-Au da Província Mineral de Carajás (Tabela 1), apesar de distintos quanto à idade, tipologias e assembléias hidrotermais, revela mais semelhanças do que diferenças nas características físico-químicas dos fluidos responsáveis pela mineralização e alteração hidrotermal, como a seguir exposto:

1. Os fluidos aquosos são dominantes, embora em cinco depósitos (Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Estrela, Breves e Gameleira) tenham sido detectados fluidos carbônicos e/ou aquo-carbônicos;
2. As salinidades dos fluidos são variáveis, desde muito elevadas até muito baixas, denotando processo de diluição por influxo de águas superficiais;
3. As T_h cobrem um amplo intervalo (100° - 570° C), porém apenas fluidos de quatro depósitos (Sossego, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca e Igarapé Salobo) alcançaram valores acima de 480° C, registrando nos demais depósitos temperaturas abaixo de 440° C, neles incluídos todos aqueles de idade proterozóica. Somente fluidos de dois depósitos (Serra Verde e Estrela) circularam com temperatura inferior a 350° C; e
4. Fluidos ricos em Ca^{2+} têm sido reconhecidos em todos os depósitos de Cu-Au de Carajás, não havendo, ainda, informações sobre medidas de temperaturas eutéicas para os fluidos dos depósitos Gameleira e Estrela. Embora o K^+ seja um soluto comum, haja vista a presença de micas como produtos de alteração e de silvita como mineral de saturação de IF, o sistema NaCl-KCl-H₂O somente foi reconhecido nos depósitos Igarapé Pojuca e Breves. Na verdade, os fluidos hidrotermais formam sistemas de multicomponentes, de forma que os fluidos aqui estudados devem conter, além de Na, Ca e Fe, quantidades variáveis de K e Mg, pelo menos.

Os fluidos aquosos do depósito do Sossego guardam mais semelhanças, em termos composicionais e termais, com os dos depósitos do Igarapé Bahia e Igarapé Salobo. Embora esses três depósitos possam se classificados como do tipo IOCG, o depósito do Sossego é, geologicamente distinto, em pelo menos dois aspectos: 1) a inquestionável relação espacial com corpos granitóides e 2) a ausência de formações ferríferas bandadas nas rochas encaixantes, ainda que nele ocorram rochas vulcânicas

máficas do Grupo Grão Pará que, sabidamente contém alhures os jaspilitos da Formação Carajás. É pouco provável que, com essa diversidade geológica, fossem produzidos *in situ* fluidos tão semelhantes. Parece mais coerente a hipótese de eles terem sido gerados em fontes externas e terem migrado para os sítios deposicionais após intensa interação com rochas ricas em halita, próprias de ambiente marinho e, em especial, de ambientes exalativos. Significativamente, esses três depósitos estão associados com seqüências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, todas elas contendo rochas sedimentares químicas formadas em parte por atividade exalativa. As composições químicas dos fluidos dos sistemas hidrotermais relacionados a estes depósitos poderiam, assim, ter sido controladas principalmente por aquela interação.

Talvez as semelhanças não se estendam aos fluidos do depósito do Igarapé Pojuca, também hospedado em seqüência metavulcanossedimentar do Supergrupo Itacaiúnas, por ser ele, dentro de Carajás, o único depósito, até agora, que se enquadra na clássica tipologia dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos.

As diferenças encontradas nos fluidos decorreriam, por outro lado, de características peculiares a cada um dos ambientes em que aqueles três depósitos foram formados.

Tabela 1: Síntese das principais características dos fluidos hidrotermais dos depósitos Cu-Au de Carajás. 1- Este trabalho; 2- Carvalho *et al.* 2005; 3- Réquia *et al.* 1995; 4- Almada 1998; Almada & Villas, 1999; 5- Dreher 2004; Dreher & Xavier, 2005; 6- Lima 2003; 7- Medeiros Neto 1985, 1986; 8- Silva & Villas 1998; 9- Xavier *et al.* 2005; 10- Ronchi *et al.* 2001; 11- Lindenmayer *et al.* 2001, 2002 ; 12- Lindenmayer *et al.* 2005.

(Continua)

I.1 dade	II.1 De pósito	Tipo de fluido	Sistema químico	Salinidade (% em peso de NaCl Equiv.)	Th (°C)	Fonte
Arqueano	IV.1 Soso sego (IOCG)	Aquoso	NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O NaCl-CaCl ₂ - FeCl ₂ -H ₂ O NaCl- FeCl ₂ -H ₂ O	BSE: 0,2-23 (bif); 28-51 (trif) Veios de Qtz: 6-22 (bif); 29-57 (trif) Veios de Cc: 2-23 (bif); 28-39 (trif)	BSE: 116-283 (bif); 110-431 (trif) Veios de Qtz: 132-264 (bif); 150-479 (trif) Veio de Cc: 102-227 (bif); 120-314 (trif)	1
	V.1 Soso sego (IOCG)	Aquoso	?	Brechas: 0-23,3 (bif); 32-48,5 (trif) Veio de Qtz: 0 - >32,3 (bif); 32,6-69,6 (trif)	Brechas: 102-312 (bif); 200-378 (trif) Veios de Qtz: 134-218 (bif); 215-570 (trif)	2
	Igarapé Salobo (IOCG)	Aquoso e carbônico	NaCl-FeCl ₂ -CaCl ₂ - MgCl ₂ -H ₂ O CO ₂ ±CH ₄	FFB e veios de qtzo deformado:1,2-21,1 (bif) 34,9-52,1 (trif)	FFB e veios de qtzo deformado: 167-240 (bif) 226-485(trif)	3
III.1	Igarapé Bahia (IOCG)	Aquoso, aquo-carbônico, carbônico	NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O H ₂ O-CO ₂ CO ₂	Brechas: 5,4-23,8 (bif) 28,9-41,5 (trif)	Brechas: 100-236,3 (bif) 135,3-340,6 (trif)	4
		Aquoso e carbônico	NaCl-CaCl ₂ +H ₂ O NaCl- CaCl ₂ +FeCl ₂ +H ₂ O CO ₂ H ₂ O-CO ₂	Rocha mineralizada: 5-45 Veios tardios: 10-25 (bif) 33-60 (trif)	Rocha mineralizada: 110-330 Veios tardios: 99-192 (bif) 174-519 (trif)	5

Tabela 1: Síntese das principais características dos fluidos hidrotermais dos depósitos Cu-Au de Carajás.

(Conclusão)

VI.1 dade	VII.1 De pósito	Tipo de fluido	Sistema químico	Salinidade (% em peso de NaCl Equiv.)	Th (°C)	Fonte
VIII.1	Serra Verde IX.1 (Cu- Au)	Aquoso	NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O	Minério: 0-23 (bif) 33-35 (trif)	Minério: 150-230 (bif) 250-290 (trif)	6
Arqueano	Corpo 4-E/Pojuca (Cu-Zn-Au)	Aquoso	NaCl-H ₂ O NaCl-KCl-H ₂ O NaCl-FeCl ₂ -MgCl ₂ -H ₂ O	Rochas bandadas: 17-25 (bif); 50-65 (trif) Veios hidrotermais: 7-26 (bif) 35-55 (trif)	Rochas bandadas: 150-240 (bif); 450- 570 (trif) Veios hidrotermais: 150-250 (bif) 210-510 (trif)	7
	XI.1 Águ as Claras (Cu-Au±W±Bi±Sn)	Aquoso	NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -H ₂ O	Veios: 0,53 - >23,5 (bif) 30-45 (trif)	Veios: 102-387 (bif) 185-360 (trif)	8
Paleoproterozóico	XII.1 Brev es (Cu-Au±W±Bi±Sn)	Aquoso e carbônico	NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O NaCl-MgCl ₂ -H ₂ O NaCl-KCl-H ₂ O NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O CO ₂	Granitos e veios mineralizados: 0,2-26,2 (bif); 32-48,5 (trif) Veios estéreis: 0,2-22,8 (bif)	Granitos: 195-316 (bif); 200-435 (trif) Veios mineralizados: 116-> 300 (bif); 315-370 (trif) Veios estéreis: 73-320 (bif)	9
	Gameleira (Cu-Au)	Aquoso e aquo- carbônico	?	Hidrotermalitos e veios mineralizados: 1-23 (bif) 28-46 (trif)	Hidrotermalitos e veios mineralizados: 100-250 (bif) 150-400 (trif)	10, 11
	Estrela (Cu-Au)	Aquoso e aquo- carbônico	?	Veios associados a alteração hidrotermal: 1-23 30-50	Veios associados a alteração hidrotermal: 100-250	12

7. CONCLUSÕES

Na área do depósito cupro-aurífero do Sossego foram identificadas rochas granitóides, máficas e ricas em biotita, magnetitos e minério sulfetado, além de brechas e diques.

Os granitóides e as rochas máficas estão fortemente alteradas e mostram diferentes graus de deformação. Nas primeiras, observam-se variedades isótropas a milonitizadas, algumas com textura porfirítica relativamente bem preservada. Com base em dados petrográficos, foi possível inferir que os protólitos dos granitóides consistiram de sienogranitos a dioritos, sendo os quartzodioritos os termos dominantes, enquanto que os termos máficos correspondem às rochas metavulcânicas do Grupo Grão Pará e à intrusão de diques e soleiras de gabro e/ou diabásio. Os principais processos hidrotermais que atuaram nessas rochas foram albitização, sericitização, silicificação, cloritização, epidotização, actinolitização e escapolitização, sendo os dois primeiros mais comuns nas rochas graníticas e os dois últimos nas rochas máficas.

As BIX constituem rochas via de regra bastante foliadas e recristalizadas, que ressaltam a alternância de finas bandas claras (ricas em quartzo e/ou escapolita) e escuras (ricas em Cl-biotita, Cl-K-Fe-hastingsita e turmalina). Essas rochas representam granitóides milonitizados e neles são marcantes os processos de biotitização e escapolitização desencadeados por fluidos de elevada salinidade.

Os magnetitos são caracterizados pela abundância de magnetita (> 50 %) e por quantidades subordinadas de epidoto, actinolita, clorita e calcopirita, sendo o mais notável produto do metassomatismo de ferro que ocorreu na área.

O minério é formado essencialmente por sulfetos, magnetita, clorita, actinolita, escapolita, apatita, Cl-K-Fe hastingsita, biotita e quartzo, os primeiros representados principalmente por calcopirita com quantidades subordinadas de siegenita e pirita. Ele exibe aspecto brechóide decorrente da presença de “clastos” angulosos a subarredondados de magnetita e actinolita dispersos em matriz rica em sulfetos. Constitui corpos semi-maciços a maciços, mas também ocorrem disseminações e vênulas com trama local semelhante ao estilo *stockwork*.

As brechas são formadas exclusivamente por clastos angulosos de rochas máficas hidrotermalizadas imersos em matriz que tem como principais constituintes carbonato, actinolita, quartzo, magnetita, calcopirita, epidoto e clorita.

Cortando todos os litotipos citados, ocorrem, além das intrusões máficas já citadas, diques félsicos (composição quartzodiorítica e riolítica/riodacítica).

O estudo de IF em cristais de quartzo, escapolita, apatita e calcita, associados ou não com sulfetos, de diversos tipos litológicos, revelou fluidos exclusivamente aquosos. Em geral, as IF apresentam formas e tamanhos variados e origens primária, pseudo-secundária e secundária, sendo as duas primeiras as mais comuns. São em ordem de abundância IF bifásicas, trifásicas e polifásicas com grau de preenchimento, via de regra, entre 60% e 95%. Raras IF monofásicas também estão presentes. Os sólidos das IF saturadas são representados sobretudo pela halita com algum Ca e K dissolvido, silvita e localmente pela hematita e outros opacos (sulfetos ?).

Com base nos dados microtermométricos, os fluidos preservados em IF de minerais dos BSE, BIX, GBA, GRA, MAG e bolsão de calcita, apresentam as seguintes características: 1) correspondência aos sistemas $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ e $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$; 2) ampla variação na salinidade, desde alta até muito baixa (57% a 0,2% NaCl equiv.), densidades entre 0,73 e 1,16g/cm³ e temperaturas mínimas de aprisionamento entre 100 e 475°C;

A evolução do sistema hidrotermal do depósito do Sossego é interpretada a partir de dois fluidos primários: $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ (**a**) e $\text{H}_2\text{O-NaCl-FeCl}_2$ (**b**), que posteriormente se misturaram e formaram o fluido $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2\text{-FeCl}_2$ (**c**). Mais tarde, esses três fluidos foram diluídos, possivelmente devido à entrada de água superficial ao sistema. O fluido **a** estaria relacionado aos processos de albitização, anfibolitização e escapolitização, enquanto que o **b** teria sido responsável pelo transporte de grandes quantidades de Fe que redundaram na formação dos magnetitos. O fluido **c** responderia pelos processos de actinolitização, epidotização e cloritização das rochas, e pela mineralização.

O estágio mais tardio, representado pela carbonatação, é consistente com as baixas temperaturas de homogeneização (100 a < 275°C) das IF contidas na calcita. Estimativas da salinidade fornecem valores moderados a baixos (20 a 2 % em peso

equiv. de NaCl), confirmando uma diluição progressiva à medida que o sistema se resfriava.

As altas salinidades (>25% peso equiv. NaCl) e a presença de minerais ricos em Cl^- denunciam fluidos que dissolveram camadas evaporíticas e/ou exalitos, durante o metamorfismo, e tiveram grande capacidade de transporte dos metais. Fluidos magmáticos aquosos, exsolvidos de magmas graníticos, também tiveram importante contribuição no sistema hidrotermal do Sossego, bem como águas superficiais, cujo influxo provocou forte diluição e resfriamento dos fluidos e, em decorrência, favoreceu a deposição dos sulfetos.

Os fluidos aquosos do depósito do Sossego apresentam muitas semelhanças, em termos composicionais e termais, com os dos depósitos arqueanos do Igarapé Salobo e Igarapé Bahia, embora tenham sido formados em ambientes geológicos distintos. É muito provável que essas semelhanças estejam associadas ao fato de eles estarem hospedados em seqüências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, cujas rochas foram em parte formadas em ambiente exalativo e onde podem ter sido localmente geradas salmouras as quais, ao se resfriarem, produziram corpos evaporíticos. Ao serem metamorfisados, esses corpos foram dissolvidos e os fluidos resultantes, altamente salinos, se infiltraram e abrigaram-se nos poros das rochas, de onde migraram subseqüentemente em resposta a perturbações termais e/ou tectônicas. Nesse processo, carrearam muitos metais, Cu, Au e Fe em particular, vindo a formar, em sítios apropriados, depósitos cupro-auríferos e acumulações de óxido de ferro hidrotermal, alguns deles associados a rochas que foram submetidas a intenso metassomatismo sódico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, M.A.C.; ANDRADE, P.J.M.B.; MAURITY, C.; KWITKO, R. 2001. Geologia e características das mineralizações cupríferas do depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., 2001, Belém. *Resumos expandidos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- ALMADA, M.C.O. 1998. *Estudo dos fluidos hidrotermais relacionados às "brechas" mineralizadas com sulfetos e ouro da área Bahia-Carajás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 100 p. (Dissertação de Mestrado).
- ALMADA, M.C.O. & VILLAS, R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito de sulfeto vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **29** (4): 579-592.
- 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.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian Craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Res.*, **104** (2104): 187-206.
- 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: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., 1991, Belém. *Anais...* Belém, SBG, p.130-141.
- ARAÚJO, C.E.G. 2004. *A associação paragenética do ouro e sua implicação na gênese do depósito polimetálico Breves, Província Mineral de Carajás (PA)*. Campinas, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 15p. (Relatório de Iniciação Científica, PIBIC/CNPQ)
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará*. Brasília, DF., DNPM. 136p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil)
- ARAÚJO, O.L.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONG. LAT. AMER. GEOL., 7., 1988, Belém. *Anais...* Belém, SBG. p.324-338.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA, F.C.JR; MACAMBIRA, B.E.M. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:453-460.
- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**:147-164.

- BARNES, H.L. 1962. Mechanisms of mineral zoning. *Econ. Geol.*, **57**:30-37.
- BARNES, H.L. & CZAMANSKE, G.K. 1967. Solubilities and transport of ore minerals. In: BARNES, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, Holt, Rinehart and Lloyd Barnes, p. 334-381.
- BARROS, C.E.M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, **343**: 93-109.
- 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. *J. South Amer. Earth Sci.*, **10** (3-4): 321-330.
- BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P.; SCHELLER, T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Rev. Bras. Geoc.* **34** (4): 531-537.
- BEHR, H.J.; HORN, E.E.; PORADA, H. 1983. Fluid inclusion and genetic aspects of the Damara orogen. In: MARTIN H. & EDER F. W. (Ed.). *Intracontinental Fold Belts*. Berlin, Springer-Verlag. p.611-654.
- BELKIN, H.E.; DE VIVO, B.; TÖRÖK, K.; WEBSTER, J.D. 1998. Pré-eruptive volatile content, melt-inclusion chemistry, and microthermometry of interplinian Vesuvius lavas (pre-A.D. 1631). *J. Volcan. Geotherm. Research*, **82**:79-95.
- BIONDI, J.C. 2003. *Processos Metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo: Oficina de Textos, 528p.
- BODNAR, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **57**: 683-684.
- BORISENKO, A.S. 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geol. & Geophys.*, **18**: 11-19.
- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A.; TEIXEIRA, L.M.; OLIVO, G.R.; CUNHA, L.M.; SANTANA, M.U. 2005. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu ± (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T; RAMOS, B.W. (Ed.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília, DF; DNPM; CT/Mineral; ADIMB; p.335-389.
- BROWN, P.E & LAMB, W.N. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral.* **74**:1390-1393.
- CARVALHO, E.R.; XAVIER, R.P.; MONTEIRO, L.M.; SOUZA FILHO, C.R.; TORRESI, I. 2005. Geology and hydrothermal alteration of the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás

- Mineral Province, Brazil. In: SIMP. BRAS. METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado, SBG. CD-Rom.
- CARVALHO, E.R.; XAVIER, R.P.; MONTEIRO, L.M.; SOUZA FILHO, C.R.; VILLAS, R.N.; GODOY, M.L.S.; FANTON, J.J.; NUNES, A.R.; MORAIS, R. 2004. Geologia do depósito Fe-Cu-Au de Sossego, Província Mineral de Carajás (PA). In: CONG. BRAS. GEOL., 42., 2004, Araxá. *Resumos...* Araxá, SBG. CD-ROM.
- COSTA, J.B.S.; ARAUJO, O.J.B.; SANTOS, A.B.S.; JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A província mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Par. Emílio Goeldi*, **7**: 199-235.
- COSTA, J.B.S.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; ARAUJO, O.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; JORGE JOÃO, X.S. 1992. Geologia estrutural da folha São Felix do Xingu (SB.22-Y.B), Serra dos Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., 1992, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG. p. 332-345.
- CRAMPON, N. 1973. Métamorphisme hydrothermal en faciès salins et pénésalins sur l'exemple du complex salifère de l'extrême Nord Tunisien. *Contr. Mineral. Petrol.*, **39**: 117-140.
- CRAWFORD, M.L.; FILER, J.; WOOD, C. 1979. Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. *Bull. Minéral.*, **102**: 562-568.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S.; TEIXEIRA, N.P. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Res.*, **95** (1-2): 9-39.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Min. Petrol.*, **50**: 113-138.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LEITE, A.A.S.; ALTHOFF, F.J. 2001. Archean and paleoproterozoic granitoids and crustal evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, eastern Amazonian Craton, Brazil. In: SIMP. SULAM. GEOL. ISOTÓPICA, 3., 2001, Pucon, Chile. *Resumos...* Pucon, Sociedade Geológica de Chile. CD-ROM.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHAES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1996. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-Type granites. *Lithos*, **46** (3): 431-462.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-Type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.

- 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., 1997, Salvador. *Excursions Guide...* Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais – SGRM. p.135-161.
- DAVIS, D.W.; LOWENSTEIN, T.K.; SPENCER, R.J. 1990. Metting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl- H₂O and NaCl-CaCl₂- H₂O. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **54**: 591-601.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill metagabro: Comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5., 1996, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p.376-379.
- DIELLA, V.; FERRARIO, A.; GIRARDI, V.A.V. 1995. PGE and PGM in the Luanga mafic-ultramafic intrusion in Serra dos Carajás (Pará State, Brazil). *Ore Geol. Rev.*, **9**: 445-453.
- DOCEGEO (Distrito Amazônia). 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., 1988, Belém. *Anais...* Belém, SBG, v.1, p.11-54. Anexo.
- DREHER, A.M. 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Campinas, UNICAMP. 86p. (Tese de Doutorado).
- DREHER, A.M. & XAVIER, R.P. 2001. Provável origem e processo de mineralização das brechas do depósito de Igarapé Bahia, Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., 2001, Belém. *Resumos Expandidos...*, Belém, SBG. CD-ROM.
- 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: SIMP. BRAS. METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado, SBG. 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: SYMP. ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOL., AND METALLOGENESIS OF THE AMAZ. CRATON, 1., 2006, Belém. *Resumos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- DUARTE, K.D. & DALL'AGNOL, R. 1992. Petrologia do Granito Mata Surrão: um exemplo de monzogranito arqueano da região de Rio Maria (SE do Estado do Pará). In: CONG. BRAS. GEOL., 37., 1992. São Paulo. *Resumos expandidos...* São Paulo, SBG. p.341-342.

- FARIAS, N.R. & SAUERESSIG, R. 1982. Jazida de cobre Salobo 3A. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., 1982. Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p.61-73.
- 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: CONG. BRAS. GEOL., 43., 2006, Aracaju. *Resumos...* Aracaju, SBG. CD-ROM.
- FERREIRA FILHO, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. Brasília, DF, Universidade de Brasília. 112p. (Dissertação de Mestrado).
- FIGUEIRAS, A.J.M. & VILLAS, R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da seqüência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.2, p. 832-841.
- FLECK, A. & LINDENMAYER, Z.G. 2001. Caracterização do minério sulfetado do Alvo Gameleira, Serra dos Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, 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.. 2002. *Geocronología e geoquímica isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 214p. (Tese de Doutorado).
- 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 EL, VASQUEZ ML, ROSA-COSTA LT (ed). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG, v.3, p.153-168.
- GRAPPIN, C.; SALIOT, P.; SABOURAUD, C.; TOURAY, J.C. 1979. Les variations des rapports Cl/Br, Na/Br et K/Br dans les inclusions fluides des quartz de la cicatrice evaporitique de Bramas-Termignon (Vanoise, Alpes francaises). *Chem. Geol.*, **23**: 41-52.
- HELGESON, H.C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. Journ. of Science*, v. 267, p. 404-508.
- HELGESON, H.C. 1970. A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems. *Min. Soc. America, Spec. Paper* **3**: 155-186.
- HEMLEY, J.J.; CYGAN, G.L.; D'ANGELO, W.M. 1986. Effect of pressure on ore solubilities under hydrothermal conditions. *Geology*, **14** (5): 377-379.

- HUDEC, M.R. & JACKSON, M.P.A. 2002. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: evolution of the Inner Kwanza basin. *Geol. Society of Amer. Bull.* **114**: 1222-1244.
- HUHN, S.R.B. & NASCIMENTO, J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: COSTA M.L. & ANGÉLICA R.S. (Ed.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG. p.143-160.
- HUHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1999a. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 11., 1999. Manaus. *Anais...* Manaus, SBG, v. 1, p.463-466.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEA, J.L.; MARTINS, L.P.; MONTALVÃO, R.G.M.; COSTA, V.G. 1988. O terreno “granito greenstone” da região de Rio Maria - Sul do Para. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., 1988. Belém. *Anais...* Belém, SBG, v. 3, p. 1438–1452.
- 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: INTERNAT. GEOL. CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro, SBG. CD-Rom.
- HUHN, S.R.B.; SOUZA, C.I.J.; ALBUQUERQUE, M.C.; LEAL, E.D.; BRUSTOLIN, V. 1999b. Descoberta do depósito Cu (Au) Cristalino: geologia e mineralização associada, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6., 1999. Manaus. *Resumos Expandidos...* Manaus, SBG. p.140-143.
- HUNT, J.; BAKER, T.; THORKELOSON, D. 2005. Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Mineral. Deposita* **40**:492-514.
- HUTCHINSON, R.W. 1979. *Report on Docegeo copper projects MM1, Salobo and regional geological relationships, Pará, Brazil*. 17p. (Relatório Interno Docegeo).
- KOZLOWSKI, A.; METZ, P.; JARAMILLO, H.A.E. 1988. Emeralds from somondoco, Colômbia-chemical composition, fluid inclusions and origin. *Nueus Jahrbuch Mineralogie abhandlung*, **159**: 23-49.
- LAFON, J.M. & SCHELLER, T. 1994. Geocronologia Pb-Pb do granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, Pa. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., 1994, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p.321-324.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; MACAMBIRA, E.M.B.; PEREIRA, E.D. 1995. Magmatisme anorgénique du Protérozoïque inférieur dans la région de São Felix do Xingu-Tucumã

- (Amazonie orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. *C. R. Acad. Sci.*, **320**: 937-944.
- 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. In: INTERN. GEOL. CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro, SBG. 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. & PINHEIRO, R.V.L. 2001. Formação Gorotire: considerações sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. In: REIS, N.J. & MONTEIRO, M.A.S.(Ed.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG. v.2, p.201-224.
- LIMA, L.F.O. 2003. *Os fluidos hidrotermais associados com a mineralização curpo-aurífera de Serra Verde, Província Mineral de Carajás*. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 28p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Canada. University of Western Ontario. 406p. (Tese de Doutorado).
- LINDENMAYER, Z.G. & TEIXEIRA, J.B.G. 1999. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. In: SILVA M. & MISI H. (Ed.) *Base-metal deposits of Brazil*. Belo Horizonte; MME/CPRM/DNPM; p. 33-45.
- 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. (Ed.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília, DF; DNPM; CT/Mineral; ADIMB; p. 153-227.
- LINDENMAYER, Z.G.; FLECK, A.; GOMES, C.H.; SANTOS, A.B.S.; CARON, R.; PAULA, F.C.; PIMENTEL, M.M.; LAUX, J.H.; TEIXEIRA, J.B.G. 2006. The Estrela Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Pará: Geology and hydrothermal alteration. In: SYMP. ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOL., AND METALLOGENESIS OF THE AMAZ. CRATON, 1., 2006, Belém. *Resumos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- LINDENMAYER, Z.G.; IYER, S.S.; RONCHI, L.H.; TEIXEIRA, J.B.G.; FLECK, A. 2002. Geotermometria dos veios mineralizados do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 41., João Pessoa. *Resumos...* João Pessoa, SBG. 521p.

- LINDENMAYER, Z.G.; PIMENTEL, M.M.; RONCHI, L.H.; ALTHOFF, F.J.; LAUX, J.H.; ARAÚJO, J.C.; FLECK, A.; BAECKER, C.A.; CARVALHO, D.B.; NOWATZKI, A.C. 2001. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: JOST, H.; J.A.; QUEIROZ, E.T. (Ed.). *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*. Brasília, DF; DNPM/ADIMB; p.80-139.
- LONDON, D. 1995. Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. In: THOMPSON J.H.F. (Ed.) *Magmas, fluids and ore deposits*. Mineral. Assoc. Canada, p. 175-202. (Short Course, 23)
- MACAMBIRA, J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão-Pará*. Campinas. Universidade Estadual de Campinas. 217p. (Tese de Doutorado).
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. *Chronologie U-Pb, Rb/Sr et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonte du sud-est, exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil*. Montpellier, Universidade de Montpellier II. 212p. (Tese de Doutorado).
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**: 263-288.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1996. Time constraints of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.* **38**:1134–1142.
- MACAMBIRA, M.J.B.; SILVA, D.C.C.; SCHELLER, T.; BARROS, C.E.M. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at the north of the Carajas Mineral Province. In: SIMP. SUL-AMER. GEOL. ISOTÓPICA, 4., 2003, Salvador. *Resumos...* Salvador, SGB. CD-ROM.
- MACHADO, N.; LIDENMAYER, Z.; KROGH, T.E. 1991. U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Res.*, **49**: 329-354.
- MEDEIROS NETO, F.A. 1985. *Estudos geológicos, geoquímicos e microtermométricos da jazida de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4-E/Pojuca, Serra dos Carajás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. p. 152. (Dissertação de Mestrado).
- MEDEIROS NETO, F.A. 1986. Mineralizações auríferas da área do pojuca: extração, transporte e deposição a partir de fluidos hidrotermais salinos. In: CONG. BRAS. GEOL., 34., 1986, Goiânia. *Resumos Expandidos...* Goiânia, SGB, v.5, p: 1969-1977.
- MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; CARVALHO, E.R.; HITZMAN, M.W.; JOHNSON, C.A.; SOUZA FILHO, C.R.; TORRESI, I. Vertical and temporal zoning of alteration and

- mineralization in the Sossego iron oxide-coppergold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. (submetido a *Mineral. 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: CONG. BRAS. GEOL., 42., 2004, Araxá. *Resumos...* Araxá, SBG. CD-ROM.
- MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; JOHNSON, C.A.; HITZMAN, M.W.; CARVALHO, E.R.; SOUZA FILHO, C.R. 2005. The Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás mineral province, Brazil: stable isotope constraints on the genesis and hydrothermal system evolution. In: SIMP. BRAS. METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado, SBG. CD-Rom.
- MORA, C.I. & VALLEY, J.W. 1989. Halogen-rich scapolite and biotite: implications for metamorphic fluid-rock interaction. *American Mineralogist*, **74**: 721-737.
- MORAIS, R.P.S. & ALKMIM, F.F. 2005. O controle litoestrutural da mineralização de cobre do Depósito Sequeirinho, Canaã dos Carajás, PA. In: SIMP. BRAS. METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado, SBG. CD-Rom.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHN, S.B; MACAMBIRA, M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralization and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil). In: CONG. BRAS. GEOL., 39., 1996, Salvador. *Resumos expandidos...* Salvador, SBG, v. 7, p. 321-324.
- NEVES, M.P. *Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au Sossego, Província Mineral de Carajás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Dissertação de Mestrado) (no prelo).
- 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: SIMP. GEOL. AMAZ., 9., 2006. Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- NOGUEIRA, A.C.R. & TRUCKENBRODT, W. 1994. Evidencias de maré e tempestades na Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. *Acta Geológ. Leopoldensia*, **17** (40): 7-29.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litostratigráfica. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**: 177-277.

- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBROD, W.; PINHEIRO, R.V.L. 2000. Storm and tide-dominated siliciclastic deposits of the Archean Águas Claras Formation, Serra dos Carajás, Brazil. In: INT. GEOL. CONGRESS, 31., 2000. *Abstracts...* Rio de Janeiro, SBG. CD-Rom.
- NUNES, A.R.; REGO, J.L.; MEIRELES, H.P.; TALLARICO, J.B.C.; SILVA, P.E.L.; SIQUEIRA, J.B.; STEVENNATO, R.; FERREIRA, F.J.J. 2001. A descoberta do depósito Breves na Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., 2001, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- OLIVEIRA, L.; FANTON, J.; ALMEIDA, A.J.; LEVEILLE, R.A.; VIEIRA, S. 2000. Discovery and geology the Sossego copper-gold deposit, Carajás district, Pará State, Brazil. In: INT. GEOL. CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro, SBG. CD-Rom.
- OLIVEIRA, L.; TAVAZA, E.; TALLARICO, F.; SANTOS, R.V.; GOMES, C. 1998. Gênese do depósito de Au-Cu-(U-ETR) do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 40., Belo Horizonte. *Resumos...* Belo Horizonte, SBG. p. 137.
- OLIVER, N.H.S.; WALL, V.J.; CARTWRIGHT, I. 1992. Internal control of fluid compositions in amphibolite-facies scapolitic calc-silicates, Mary Kathleen, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.111, p. 94-112.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1998. Datação U-Pb de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província de Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p.56.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., 1994, Balneário de Camburiú. *Anais...* Balneário de Camburiú, SBG. p.390-391.
- PINHEIRO, R.V.L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil*. Durham, Inglaterra. University of Durham. 408p. (Tese de Doutorado).
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journ. of the Geol. Society*, London, vol. 154. p. 99-103.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geol.* **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 da UFPA, 229p. (Dissertação de Mestrado).

- REIS, F.N. & VILLAS, R.N. 1999. O depósito de sulfetos de Cu+Au de Serra Verde, Província Mineral de Carajás: Caracterização mineralógica, rochas encaixantes e evidências de metamorfismo. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6., 1999. Manaus. *Resumos Expandidos...* Manaus, SBG. p.106-109.
- REIS, F.N. & VILLAS, R.N. 2002. Mineralização e alteração hidrotermal do depósito cuproaurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **32** (1): 69-86.
- RÉQUIA, K. & FONTBOTÉ, L. 2000. The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, Northern Brazil. In: PORTER T.M. (Ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Adelaide, Aust. Mineral Foundnation, p.225-236.
- RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P.; FIGUEIREDO, B. 1995. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**: 263-288.
- RICH, R.A. 1979. Fluid inclusion evidence of Silurian evaporites in southeastern Vermont. *Geol. Soc. Am. Bull. Pt. II*. **90**: 1628-1643.
- RIGON, J.C.; MUNARO, P.; SANTOS, L.A.; NASCIMENTO, J.A.S.; BARREIRA, C.F. 2000. The Alvo 118 copper-gold deposit: geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará. In: INT. GEOL. CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro, SBG. CD-ROM.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo. *Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.2, p. 183-184.
- ROEDDER, E. 1984. *Fluid inclusions*. Chelsea, Mineral. Soc. Amer. 644p. (Reviews in Mineralogy, 12)
- RONCHI, L.H; LINDENMAYER, Z.G.; ARAÚJO, J.C.; BAECKER, C.A. 2001. Assinatura granítica das inclusões fluidas relacionadas ao depósito de Cu-Au de Gameleira, Carajás, PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ, 7., 2001. Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- 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: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., 2006. Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- SAMSON, L.; ANDERSON, A.; MARSHALL, D. (Ed.). 2003. *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. Vancouver: Mineralogical Association of Canada. 374p. (short course, 32).

- SARDINHA, A.S. 2002. *Geologia, geoquímica e geocronologia do granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 108p. (Dissertação de Mestrado).
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E.M.; KRYMSKI, R.; MACAMBIRA, M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ, 7., 2001. Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- 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 de Carajás, Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 42., 2004. Araxá. *Resumos...* Araxá, SBG. CD-Rom.
- SAUERESSIG, R. 1988. Depósito de cobre e zinco do corpo quatro, Pojuca. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., 1988. Belém. *Anais...* Belém, SBG. P.115-119.
- SEWARD, T.M. & BARNES, H.L. 1997. Metal transport by hydrothermal ore fluids. In: BARNES, H.L. (Ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd ed. Holt, Rinehart and Lloyd Barnes. New York, Wiley, p.435-486.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A. H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. London, Blackie , 239p.
- SILVA, C.M.G. & VILLAS, R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide±Au Deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wallrock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geoc.* **28**(3):315–326.
- 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: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., 2001, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- SOARES, A.D.V.; RONZÊ, P.C.; SANTOS, M.G.C.; LEAL, E.D.; BARREIRA, C.F. 1999. Geologia e mineralizações do depósito Cu-Au Alemão, Província Mineral de Carajás, PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6., 1999, Manaus. *Resumos Expandidos...* Manaus, SBG. p.144-147.
- SOARES, A.V.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., 1994, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p. 379-382.
- SOUSA, F.D.S. 2004. *Caracterização da alteração hidrotermal e balanço de massa em rochas graníticas hospedeiras do Corpo Sossego, depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 61p. (Trabalho de Conclusão de Curso).

- SOUSA, F.D.S. & VILLAS, R.N. 2006. Granitóides e biotita xistos do depósito do Sossego, Carajás: petrografia, composição química e química mineral. In: CONG. BRAS. GEOL., 43., 2006, Aracaju. *Resumos...* Aracaju, SBG. CD-ROM.
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, Pará): implicações estratigráficas. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 5., 1996, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG, p. 380-383.
- STERNER, S.M.; HALL, D.L.; BODNAR, R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 989-1006.
- TALLARICO, F.H.B. 2003. *O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil*. Campinas, UNICAMP. 229p. (Tese de Doutorado).
- TALLARICO, F.H.B.; COIMBRA, C.R.; COSTA. 2000a. The Serra Leste sediment-hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajas Province. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 226-229.
- TALLARICO, F.H.B.; FIGUEIREDO, B.R.; GROVES, D.I.; KOSITCIN, N.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R.; REGO, J.L. 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) Mineralization. *Econ. Geol.*, **100**: 7-28.
- 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: CONG. BRAS. GEOL., 41., 2002, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa, SBG. p. 222.
- TALLARICO, F.H.B.; NAUGHTON, N.J.; GROVE, D.I.; FLETCHER, I.R.; FIGUEIREDO, B.R.; CARVALHO, J.T.; 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, Carajas, Brazil. *Mineral. Deposita*, **39**: 68-86.
- TALLARICO, F.H.B.; OLIVEIRA, C.G.; FIGUEIREDO, B.R. 2000b. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geoc.*, **30** (2): 230-233.
- TALLARICO, F.H.B.; REGO, J.L.; OLIVEIRA, C.G. 1998. A mineralização de Cu-Au de Igarapé Bahia-Carajás: um depósito da classe Óxido de Fe (Cu-U-Au-ETR). In: CONG. BRAS. GEOL., 40., 1998, Belo Horizonte. *Resumos...* Belo Horizonte, SBG. p.116, SBG.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.

- 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. 81p. (Dissertação de Mestrado).
- TAZAVA, E. & OLIVEIRA, C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) deposit, Carajás, Brazil. In: PORTER, T.M. (Ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposit: a global perspective*. Adelaide, Aust. Mineral Foundation, p. 203-212.
- 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. *J. of South Amer. Earth Sciences*, **11**: 265-277.
- VAGGELLI, G.; DE VIVO, B.; TRIGILA, R. 1993. Silicate-melt inclusions in recent Vesuvius lavas (1631-1944). II. Analytical chemistry. *J. Volcan. Geotherm. Research*, **58**:367-376
- VAN DEN KERKHOFF, A. M. & HEIN, U.F. 2001. Fluid Inclusion Petrography. *Lithos* **55**: 27-47.
- VIEIRA, E.A.P.; SAUERESSIG, R.; SIQUEIRA, J.B.; SILVA, E.R.P.; REGO, J.L.; CASTRO, F.F.C. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A – reavaliação. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., 1988, Belém. *Anais...* Belém, SBG. p. 97-114.
- VILLAS, R.N. & SANTOS, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: Deposit types and metallogenesis. *Mineral. Deposita*, **36**: 300-331.
- 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: SIMP. BRAS. METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado, SBG. CD-Rom.
- VILLAS, R.N.; NEVES, M.; SOUSA, F.; LIMA, L.; LAMARÃO, C.; XAVIER, R.; FANTON, J.; MORAIS, R. 2004. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 42., 2004, Araxá. *Resumos...* Araxá, SBG. CD-Rom.
- VOLP, K.M. 2006. The Estrela copper deposit, Carajás, Brazil: A Cu-rich stockwork greisen hosted by a Proterozoic A-type granite. In: SYMP. ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOL., AND METALLOGENESIS OF THE AMAZ. CRATON, 1., 2006, Belém. *Resumos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- WALKER, R.T. & SAMSON, I.M. 1998. Cryogenic Raman spectroscopic investigations of fluid inclusions in the system NaCl–CaCl₂–H₂O. In: SCHANDT E. (Ed.). 17TH *General Meeting Int.* Toronto, Mineral. Assoc., p. A33.

- WEBSTER, J.D. & DE VIVO, B. 2002. Experimental and modeled solubilities of chlorine in aluminosilicate melts, consequences of magma evolution, and implications for exsolution of hydrous chloride melt at Mt. Somma Vesuvius. *American Mineralogist*, **87**:1046-1061.
- WILKINS, R.W.T. 1990. The relative chronology of fluid inclusions in minerals. In: HERBERT H.K. & HO S.E. (Ed.) *Proceedings of the Conference on Stable Isotopes and Fluid Processes in Mineralization*. Univ. Western Australia, p. 371-382 (Publ., 23).
- WILKINSON, J. J. 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**: 229-272.
- WILLIAMS-JONES, A.E. & SAMSON, I.M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl–CaCl₂–H₂O: Applications to fluid inclusions. *Canadian Mineral.*, **28**: 299-34.
- WINTER, C. 1994. *Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil*. Department of Geology, University of Southampton, UK, 300p. (PhD thesis)
- XAVIER, R.P.; ARAÚJO, C.E.G.; DREHER, A.M.; NUNES, A.R.; REGO, J.L. 2005. Fluid evolution in the Paleoproterozoic intrusion-related Breves Cu-Au-(Mo-W-Bi-Sn) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG. v.4, p.129-137.
- 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: SYMP. ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOL., AND METALLOGENESIS OF THE AMAZ. CRATON, 1., 2006, Belém. *Resumos...* Belém, SBG. CD-ROM.
- YARDLEY, B.W.D. 2005. Metal concentration in crustal fluids and their relationship to ore formation. *Econ. Geol.*, **100**: 613-631.
- YARDLEY, B.W.D. & GRAHAM, J.T. 2002. The origins of salinity in metamorphic fluids. *Geofluids*, **2**: 249-256.