**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA E REGIME DE FLUIDOS
HIDROTERMAIS NO SISTEMA MINERAL BORRACHUDO:
IMPLICAÇÕES PARA A METALOGÊNESE DE COBRE NA
PROVÍNCIA CARAJÁS**

Mariângela Previato

Orientadora: Prof^a Dr^a Lena Virgínia Soares Monteiro

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

**SÃO PAULO
2016**

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Previato, Mariângela

Evolução paragenética e regime de fluidos hidrotermais no Sistema Mineral Borrachudo: Implicações para a metalogênese de cobre na Província Carajás / Mariângela Previato. - São Paulo, 2016.

131 p, il.

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Monteiro, Lena Virgínia Soares

1. Metalogênese 2. Carajás 3. Cobre 4. Fluidos hidrotermais I. Título

Dedico este trabalho aos meus amados pais e irmãos,
Laerte e Lourdes,
Maristela e Mariana

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por todas as oportunidades e por ter colocado tantas pessoas boas em meu caminho.

Ao meu pai, um homem simples e do campo, que não teve oportunidade de estudar, e que trabalhou exaustivamente para formar suas três filhas em grandes universidades públicas. À minha companheira mãe que nos ama no sentido mais amplo da palavra, e que intercede por nós em cada minuto. As minhas irmãs - Maristela, por abrir os caminhos da universidade pública, da graduação à pós-graduação, a pessoa mais dedicada à pesquisa que conheço! Mariana, por ser minha gêmea e outra metade, por entender a fundo meus anseios e por se fazer presente sempre. Aos meus avós, Alcides e Polônia (*in memorium*), a senhora sempre estará do nosso lado.

Ao Rodolfo (Lezado) por ser meu companheiro e por me ajudar em tudo que preciso. Seu entusiasmo pela geologia é contagiante!

Agradeço imensamente à minha orientadora, Prof^a Dr^a Lena Monteiro, por todo apoio, disposição e animação ao decorrer dessa pesquisa. Você é um exemplo de comprometimento e ética dentro e fora da área acadêmica.

A Dr^a Rosa Bello que me ensinou a “arte” das inclusões fluidas, e que transformou o trabalho árduo da microtermometria em encontros de boa conversa, tenho um carinho especial por você.

A grande equipe de trabalho, representada pelos professores, Lena Monteiro, Caetano Juliani, Roberto Xavier e Carolina Moreto, e os alunos, Soraia, Angela, Cláudia, Dira, Carlos Mario, Lucas, Diego, Galé, Pedro, André, Saulo, Gustavo e Marco, obrigada por toda troca de conhecimento. E ao Lucas pela oportunidade de ser sua co-orientadora em 2015.

Aos funcionários do IGc, em especial Sayeg pelas análises ao MEV, Marcos Mansueto pelas trocas de nitrogênio, Kate por toda ajuda principalmente nessa fase final, aos funcionários da biblioteca e da gráfica. Ao Dailto da UNICAMP pela primeira tentativa com o microRaman. Ao coordenador do CETEM Dr. Reiner Neumann e ao geólogo Fernando Vasques pelas análises de microRaman, catodoluminescência e MEV. À Edilce que sempre me socorreu com o computador.

Algumas famílias que me acolheram para participar de algum congresso ou fazer alguma análise fora de São Paulo. À república da Letícia de Marchi; à família Pioli (Pedro e Maria Luiza); à família Pestilho-Vilela (André e Pamela) e família Xavier-Corrêa (Regina e esposo).

Agradeço às minhas amigas de longa data, Flavinha, Olívia e Mayara, que mesmo longe fisicamente, estão presentes de um modo ou de outro. Aos amigos da Geo que perduraram, em especial Dispaxo, pelas conversas filosóficas e amizade verdadeira, Bruna minha irmã de coração, Cafe por tornar a convivência em casa mais aconchegante, além dos amigos Mussum e Careca, por sempre me divertirem. Não poderia deixar de agradecer a todas as meninas do Coletivo Feminista Geóloga Dinalva, pelas conquistas de voz, espaço e liberdade.

E por último, mas não menos importante, gostaria de manifestar meus agradecimentos à Vale, no papel dos geólogos Fernando Matos, Sergio Bacelar Huhn, Samuel Nunes e Felipe Porto que permitem o avanço da pesquisa acadêmica junto à iniciativa privada. Além dos geólogos que nos receberam no Acampamento Cristalino, Bruno Zambaldi, Marcelo Rocha e Fernando Paula.

A CAPES e ao INCT-GEOCIAM pelo apoio ao financiamento da pesquisa.

RESUMO

A Província Carajás é notável por sua diversidade metalogenética. Além de conter depósitos de ferro de classe mundial, destaca-se por apresentar a maior quantidade de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) conhecida mundialmente. Na porção centro-sul da Província Carajás ao longo da Zona de Cisalhamento de Carajás encontram-se importantes depósitos IOGC como Sossego (corpos Sequeirinho e Pista), Bacaba, Castanha, Bacuri e Cristalino.

O depósito de Borrachudos localiza-se a aproximadamente 6 km a sudoeste do depósito Cristalino (500 Mt @ 1,0% Cu e 0,3 ppm Au), próximo à Serra do Rabo, no limite entre a Bacia Carajás e o seu embasamento mesoarqueano. As rochas hospedeiras do Borrachudo compreendem metavulcânicas ácidas (riolitos) e intermediárias (andesitos) atribuídas à Formação Parauapebas do Grupo Grão-Pará, de idade neoarqueana e a diques de microgabro.

O sistema hidrotermal desenvolveu-se em dois eventos. O primeiro relaciona-se a estruturas dúcteis, com desenvolvimento de estágios de alterações hidrotermais semelhantes à IOCG, alteração sódica, sódica-calcica, ferro-(P) e potássica, com o qual vincula-se fraca e subordinada mineralização de cobre. No segundo evento, há recorrência de alguns estágios hidrotermais como silicificação I, alteração sódica II e alteração potássica II, além de cloritização e carbonatização, todos vinculados a estruturas rúpteis, bem como a mineralização principal de cobre, representada por calcopirita, magnetita, pirita, siegenita, cobaltita, galena, anglesita, uraninita e thorita.

Os fluidos hidrotermais aquosos e carbônicos do primeiro evento, no qual se formou quartzo I pré-mineralização, possuem temperatura (300 a > 600° C) e salinidade mais elevados (40 a 60 % equiv. NaCl), e possivelmente foram originados a partir da imiscibilidade de um fluido magmático. Os fluidos hidrotermais aquosos, mais tardios, relacionados ao segundo evento, que formou quartzo II sin-mineralização, possuem menores valores de temperatura (150 a 350° C) e salinidade (30 a 40 % equival. NaCl) e indicam um processo mais avançado de misturas de fluidos externos diluídos, que teve efetiva importância para a precipitação do cobre na forma de sulfetos.

O primeiro evento hidrotermal não possui ainda idade conhecida, entretanto devido à estruturação dúctil e a correlação com outros depósitos da Província Carajás, possivelmente são de idade neoarqueana, o que deve ser confirmada em trabalhos futuros. O segundo evento hidrotermal possui idade de $2.011 \pm 6,8$ Ma (MSWD = 3,9), obtida em titanita hidrotermal associada com a mineralização principal de cobre, e está relacionada a eventos tectônicos riacianos. Esse estudo aponta para a recorrência de múltiplos eventos hidrotermais responsáveis pela metalogênese de cobre, intrinsecamente controlados pela evolução magmática e tectônica da Província Carajás.

ABSTRACT

The Carajás Province is notable for its metallogenic diversity. It contains world class iron deposits and stands out for presenting the highest amount of iron-oxide copper-gold deposits (IOCG) known worldwide. In the south-central portion of the Carajás Province, within the Carajás Shear Zone, occur important IOGC deposits, such as Sossego, Bacaba, Castanha, Bacuri, and Cristalino.

The Borrachudo copper deposit is located about 6 km southwest of the Cristalino deposit (500 Mt @ 1.0% Cu and 0.3 ppm Au), near Serra do Rabo region, at the boundary between the Carajás Basin and its Mesoarchean basement. Host rocks at Borrachudo comprise acid (rhyolites) and intermediate (andesite) metavolcanic rocks assigned to the Neoarchean Parauapebas Formation, Grão Pará Group, Itacaiúnas Supergroup and possibly coeval microgabbro dikes.

The hydrothermal system developed in two events. The first was related to ductile structures, with development of hydrothermal alteration types similar to those of IOCG deposits, including sodic, sodic-calcic, iron-phosphate, and potassium alteration. Weak and subordinate copper mineralization was associated with this early hydrothermal event. In the latter event, there was recurrence of hydrothermal alteration stages, such as silicification, sodic alteration e potassic alteration, besides chlorite and carbonate alteration. These alterations were linked to the brittle structures. The main copper mineralization represented by chalcopyrite, magnetite, pyrite, siegenite, cobaltite, galena, anglesite, uraninite and thorite was developed during this late event.

The aqueous and carbonic hydrothermal fluid associated with the first hydrothermal event, in which quartz I pre-mineralization was formed, have higher temperature (300 to > 600 °) higher salinity (40 to 60% equivalence. NaCl). These possibly were originated from the immiscibility of a magmatic fluid exsolved during granite crystallization. The aqueous hydrothermal fluids, related to the second event which formed sin-ore quartz II, have lower values of temperature (150 to 350 °C) and salinity (30 to 40% equivalence. NaCl), indicating a more advanced mixing process involving diluted external fluids. Those fluids had an effective importance for the copper precipitation.

The timing of the first hydrothermal event is yet unknown, however its correlation with the reactivation of ductile shear zones suggest a Neoarchean age, similar to that recorded at Cristalino and Sequeirinho (Sossego mine). The second hydrothermal event has an U-Pb age of 2011 ± 6.8 Ma (MSWD = 3.9) obtained in hydrothermal titanite associated with the main copper mineralization of copper, is related to Orosirian tectonic events. This study points to the recurrence of multiple hydrothermal events responsible for the copper metallogenesis, which were intrinsically controlled by the magmatic and tectonic evolution of the Carajás Province.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Províncias Tectônicas do Norte do Brasil, com destaque para as Províncias do Cráton Amazônico.....	3
Figura 2. A. Mapa do Brasil com indicação do estado do Pará e da Província Carajás, ao lado a Província Carajás dividida no Domínio Carajás (DC), Domínio Rio Maria (DRM), e o limite com o Domínio Bacajá (DB). B. Província Carajás, limitada a norte pelo Domínio Bacajá e a sul pelo Domínio Rio Maria, e dividida em Bacia Carajás e Subdomínio de Transição. Retângulo azul representa a área da figura	5
Figura 3. A) Mapa detalhado de parte do Domínio Carajás; B) Região da Serra do Rabo, onde estão localizados os depósitos Cristalino e Borrachudo	7
Figura 4. Mapa geológico da área do depósito Borrachudo, com rochas hospedeiras e zonas de alteração hidrotermal, onde Bt-biotita, Chl-clorita, Mg-magnetita e Act- actinolita (modificado de VALE).....	20
Figura 5. Seção geológica do depósito Borrachudo, com locação dos furos de sondagem, em especial o furo SR-29 e FD-08, representados com cor bordô, que foram descritos nessa dissertação (VALE).....	21
Figura 6. Esquema dos testemunhos de sondagens SR-29 e FD-08. A cor ao centro equivale à rocha hospedeira, colunas estreitas à esquerda representam as principais alterações hidrotermais daquele trecho. <u>Legenda:</u> Ab-albita, Kfs-feldspato potássico, Bt-biotita, Chl-clorita, Scp-escapolita, Gru-grunerita, Cal-calcita, Cpy-calcopirita, Qz-quartzo e Mag-magnetita.....	22
Figura 7. Esquema dos testemunhos de sondagens FD-45 e FD-11. A cor ao centro equivale à rocha hospedeira, colunas estreitas à esquerda representam as principais alterações hidrotermais daquele trecho. <u>Legenda:</u> Ab-albita, Kfs-feldspato potássico, Bt-biotita, Chl-clorita, Scp-escapolita, Gru-grunerita, Act-actinolita, Cal-calcita, Cpy-calcopirita, Qz-quartzo e Mag-magnetita.....	23
Figura 8. Características principais das rochas hospedeiras mais preservadas da alteração hidrotermal. A, B e C - Metariolito, D e E - Metandesito e F- Microgabro.....	25
Figura 9. Detalhe da Alteração Sódica I e da Silicificação I	28
Figura 10. Detalhes das alterações hidrotermais do terceiro (Mag+Ap) e quarto (Gru+Tur+Mag) estágios.....	29
Figura 11. Fotomicrografias dos eventos hidrotermais com anfíbólios e respectivas regiões onde foram locadas (pontos amarelos) as análise de EDS;.....	31
Figura 12. Detalhes da alteração hidrotermal do quinto (Prg+Mag) e sexto (Act) estágios.....	32
Figura 13. Características principais da alteração potássica I e da silicificação II	33
Figura 14. Detalhes da alteração sódica II	35
Figura 15. ETR-Titanita associada à alteração sódica II.....	36
Figura 16. Relação de titanita com a calcopirita	37

Figura 17. Características principais da alteração potássica II e da cloritização.....	38
Figura 18. Estágios de alterações hidrotermal no microgabro.....	42
Figura 19. Estágios de alterações hidrotermal no microgabro.....	43
Figura 20. Modos de ocorrência do minério cuprífero.....	45
Figura 21. Características do minério disseminado.....	46
Figura 22. Minério associado à estruturação rúptil	48
Figura 23. Minério maciço	49
Figura 24. Amostras com inclusões fluidas estudadas em microtermometria	50
Figura 25. Imagens de catodoluminescência das gerações de quartzo que hospedam as inclusões fluidas	51
Figura 16. Esquema representado campo 1 da FIA 1 (Brecha Mineralizada). Círculo em amarelo abrange região aquecida. Inclusões fluidas indicadas com número azul possuem gás-carbônico.....	53
Figura 27. Esquema representado campo 2 e 3 da FIA 1 (Brecha Mineralizada). Círculo em amarelo abrange região aquecida. Inclusões fluidas indicadas com número azul possuem gás-carbônico.....	55
Figura 28. Esquema representando os campos 1 e 2 da FIA 2 (Veio Mineralizado).....	56
Figura 29. Esquema representado campos 3 e 4 da FIA 2 (Veio Mineralizado). Círculo em amarelo abrange região aquecida.....	57
Figura 30. Imagens das inclusões com sólidos grandes.....	58
Figura 31. Histogramas de frequência de temperatura do ponto eutético (Te).....	61
Figura 32. Histogramas de frequência de temperatura de fusão do gelo (Tfg).....	64
Figura 33. Diagramas de dispersão bivariantes mostrando as relações de Te e Tfg.....	65
Figura 34. Histogramas de frequência das medidas de baixa temperatura relacionadas ao gás carbônico em inclusões fluidas trifásicas (tipo 3A) e multifásicas (tipo 3B).....	66
Figura 35. Histogramas com a distribuição das temperaturas de homogeneização da fase gasosa (Th L-V em °C).....	68
Figura 36. Histogramas com a distribuição das temperaturas de homogeneização da fase sólida (Th L-S em °C).....	70
Figura 37. Histograma com a variação da temperatura de homogeneização do CO₂ da brecha mineralizada (FIA 1), com inclusões carbônicas (tipo 4) e aquo-carbônicas (tipo 3A - trifásicas e 3B - multifásicas).....	71
Figura 38. Diagramas de dispersão bivariante mostrando as relações de ThCO₂ e TfCO₂ com dois agrupamentos (Grp I e II) formados por inclusões carbônicas (Tipo 4) e aquo-carbônicas trifásicas (Tipo 3A) e multifásicas (Tipo 3B).....	71

Figura 39. Diagramas de dispersão bivariante mostrando as relações de Tht (temperatura de homogeneização total em °C) e salinidade (% em peso equiv. NaCl - porcentagem em peso equivalente de NaCl)	74
Figura 40. Diagrama de dispersão bivariante que relaciona o volume do CO₂ (em %) com a densidade do CO₂ (em g/cm³) de inclusões bifásicas (Tipo 3A), trifásicas (Tipo 3B) e monofásicas (Tipo 4) da FIA 1 (brecha mineralizada).....	75
Figura 41. Espectro Raman da inclusão aquo-carbônica 2 da FIA 1 (brecha mineralizada).....	76
Figura 42. A a D imagens de elétrons retroespalhados de sólidos presentes nas inclusões fluidas (indicados por flecha vermelha).....	77
Figura 43. Histograma com distribuição dos valores de δ³⁴S de calcopirita do depósito Borrachudo.....	78
Figura 44. Diagrama ²⁰⁷Pb/²³⁵U versus ²⁰⁶Pb/²³⁸U para metadacito com alteração sódica e mineralização de cobre, com idade concordante de titanita hidrotermal pelo método LA-ICP-MS U-Pb.....	84
Figura 45. Composição de isótopos de enxofre em depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás, separados por idade. Área rachurada representa assinatura de manto (Eldridge et al.,1991).....	86
Figura 46. Diagramas de dispersão bivariante mostrando as relações de Th L-V (°C) e salinidade (% em peso equiv. NaCl).....	89
Figura 47. Diagrama Th L-V (temperatura de homogeneização líquido-vapor) versus Tdh (temperatura de dissolução da halita). Campo a = solução saturada em boiling; campo b = imiscibilidade com Th L-V = Thdh e campo c = fluidos não imiscível (Ramboz et al.1982).....	90
Figura 48. Diagramas Vol. Vapor (volume da fase vapor em %) versus Th L-V (temperatura de homogeneização líquido-vapor).....	92
Figura 49. Diagramas Tf_{CO2} (temperatura de fusão do gás carbônico) versus Th_{CO2} (temperatura de homogeneização do gás carbônico) para as inclusões aquocarbônicas (Tipo 3A e 3B) e carbônicas (Tipo 4).....	93
Figura 50. Diagramas Vol. Vapor (volume da fase vapor em %) versus salinidade (em % equivalente de NaCl).....	94

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Características principais das inclusões que compõem a FIA 1.....	52
Tabela 2. Características principais das inclusões que compõem a FIA 2.....	55
Tabela 3. Sumário dos dados microtermométricos das inclusões aquosas das FIAs 1 e 2 (brecha e veio mineralizado).....	60
Tabela 4. Sumário dos dados microtermométricos das inclusões aquocarbônicas e carbônicas da FIA 1 (brecha mineralizada).....	60
Tabela 5. Temperatura do ponto eutético para diversos sistemas aquosos.....	62
Tabela 6. Parâmetros calculados a partir dos dados adquiridos nas etapas de microtermometria em alta e baixa temperatura.....	72
Tabela 7. Análises de isótopos de enxofre do depósito Borrachudo. Dados com (*) indicam as duas amostras estudadas em microtermometria.....	78
Tabela 8. Características de depósitos IOCG com fonte de fluidos admitida como de origem magmática ou de origem híbrida por Barton and Johnson (2000). Campos ressaltados em cinza indicam as feições do depósito Borrachudo.....	98

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1. Sequência Paragenética das rochas metavulcânicas do Depósito de Cobre Borrachudos. Legenda: D = Alteração controlada por estruturas dúcteis (foliação), R = Alteração controlada por estruturas rúpteis (veios, brechas e <i>stockwork</i>).....	27
Quadro 2. Sequência Paragenética da alteração hidrotermal no microgabro.....	40
Quadro 3. Relação dos estágios de alteração hidrotermal do depósito Borrachudos com dados obtidas por diferentes métodos analíticos.	82

SUMÁRIO

Resumo

Abstract

Índice de figuras

Índice de tabelas

Índice de quadros

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
<u>2.1 Cráton Amazônico.....</u>	3
<u>2.2. Província Carajás.....</u>	4
<u>2.3 Domínio Carajás.....</u>	6
2.3.1 Embasamento – Subdomínio de Transição.....	6
2.3.2 Bacia Carajás.....	8
2.3.2.1 Supergrupo Itacaiúnas.....	9
Grupo Grão Pará.....	9
<i>Formação Parauapebas.....</i>	<i>10</i>
<i>Formação Carajás.....</i>	<i>11</i>
Grupo Igarapé Salobo.....	11
Grupo Igarapé Bahia.....	12
Grupo Igarapé Pojuca.....	12
Grupo Rio Novo.....	12
Unidades correlatas ao Grão Pará.....	12
2.3.2.2 Complexos Máficos-Ultramáficos.....	13
2.3.2.3 Granitos Subalcalinos de Alto Potássio.....	13
2.3.2.4 Intrusões Máficas.....	14
2.3.2.5 Cobertura Sedimentar: Formação Águas Claras.....	14
2.3.2.6 Granitos Paleoproterozóicos.....	15
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	16
<u>3.1 Revisão Bibliográfica.....</u>	16
<u>3.2 Trabalho de Campo.....</u>	16
<u>3.3 Petrografia.....</u>	16
<u>3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura nas fases minerais.....</u>	17
<u>3.5 Microscopia Eletrônica de Varredura nas Inclusões Fluidas.....</u>	17
<u>3.6 Microtermometria de Inclusões Fluidas.....</u>	17
<u>3.7 Análise de Ramam em Inclusões Fluidas.....</u>	18
<u>3.8 Catodoluminescência.....</u>	18
<u>3.9 Preparação de Amostra e Separação Mineral.....</u>	18
4. GEOLOGIA DO DEPÓSITO BORRACHUDO.....	20
<u>4.1 Rochas hospedeiras.....</u>	20
4.1.1 Rocha Metavulcânica Félsica.....	24
4.1.2 Rocha Metavulcânica Intermediária.....	24
4.1.3 Microgabro.....	24
<u>4.2 Alterações Hidrotermais.....</u>	26

4.2.1 Rochas Metavulcânicas.....	26
4.2.2 Microgabro.....	40
<u>4.3 Mineralização Cuprífera</u>	43
4.3.1 Mineralização cuprífera associada à deformação dútil.....	44
4.3.2 Mineralização cuprífera associada à deformação rúptil.....	44
5. INCLUSÕES FLUIDAS	50
<u>5.1 Assembleias de Inclusões Fluidas</u>	50
<u>5.2 Microtermometria</u>	58
5.2.1 Medidas Microtermométricas de Baixa Temperatura	58
Temperatura do Eutético (Te)	59
Temperatura da fusão do gelo (Tfg)	63
Temperatura de fusão do gás carbônico (Tf _{CO2}) e do clatrato (Tfcl)....	66
5.2.2 Medidas Microtermométricas de Alta Temperatura	67
Temperatura de homogeneização da fase gasosa (Th L-V)	67
Temperatura de homogeneização da fase sólida (Th L-S)	69
Temperatura de homogeneização do gás carbônico (Th _{CO2})	69
5.2.3 Análise dos Dados Microtermométricos	71
Salinidade.....	72
Densidade e volume do gás carbônico.....	73
<u>5.3 Espectroscopia Ramam</u>	75
<u>5.4 Caracterização da fase sólida por MEV</u>	76
6. ISÓTOPO DE ENXOFRE	78
7. DISCUSSÕES	79
<u>7.1 Rochas Hospedeiras</u>	79
<u>7.2 Evolução do Sistema Hidrotermal</u>	79
<u>7.3 Mineralização Cuprífera</u>	83
<u>7.4 Transporte do Cobre nos Fluidos Hidrotermais</u>	86
<u>7.5 Características dos Fluidos Hidrotermais no Depósito Borrachudo</u>	87
8. CONCLUSÕES	99
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101

ANEXOS

1. Dados de EDS dos Minerais Analisados ao MEV
2. Assembleias de Inclusões Fluidas
3. Dados Microtermométricos

1. INTRODUÇÃO

A Província Carajás tem sua importância reconhecida mundialmente por apresentar a maior quantidade conhecida, até o momento, de importantes depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits* ou IOCG; Hitzman *et al.*, 1992, Hitzman, 2000), considerados os únicos de idade arqueana (Réquia *et al.*, 2003, Tallarico *et al.*, 2005, Groves *et al.*, 2010, Xavier *et al.*, 2010), com destaque para os depósitos Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Sossego, Alvo 118 e Cristalino, entre outros em avaliação.

Na última década, importantes avanços no conhecimento dos depósitos IOCG de Carajás têm sido alcançados, permitindo a elaboração de modelos descritivos para esses depósitos, com atributos comuns, que incluem: (a) enriquecimento do minério em ETR, Co, Ni, Pd e U; (b) proximidade com intrusões máficas e félsicas; (c) estágios iniciais de alteração hidrotermal em níveis profundos, controlados por estruturas dúcteis, incluindo alteração sódica, sódica-cálcica e formação de magnetitos; (d) alteração potássica e/ou clorítica associada com zona de minério cupro-aurífero; (e) natureza híbrida do sistema com componentes de fluidos, enxofre e metais magmáticos e externamente derivados (Monteiro *et al.* 2014).

Em especial, a natureza híbrida dos sistemas hidrotermais responsáveis pela formação dos depósitos IOCG (Chiaradia *et al.*, 2006; Dreher *et al.* 2008; Monteiro *et al.*, 2008a,b; Xavier *et al.*, 2009; Torresi *et al.*, 2012) pode ser decorrência de múltiplos episódios de circulação de fluidos hidrotermais que seriam responsáveis por lixiviação, concentração e (re)mobilização de metais e outros elementos a partir das diferentes rochas encaixantes e hospedeiras.

A relevância de múltiplos eventos hidrotermais na formação dos depósitos cupro-auríferos de Carajás é também corroborada por dados geocronológicos, que revelam distintas idades até mesmo em um único depósito, como nos casos dos depósitos de Igarapé Bahia (ca. 2,76 Ga, Pb-Pb calcopirita, Galarza *et al.*, 2008; ca. 2,57 Ga, SHRIMP II monazita, Tallarico *et al.* 2005) e Gameleira (ca. 2,61 Ga, Re-Os molibdenita, Marschik *et al.*, 2005; ca. 1,7 Ga, Ar-Ar biotita, Pimentel *et al.*, 2003). Estudos realizados por Moreto (2013) no depósito de Sossego, localizado no Cinturão Sul do Cobre em Carajás, também permitiram a identificação de eventos de mineralização IOCG no Arqueano (ca. 2,7 Ga; Re-Os em molibdenita e U-Pb em monazita dos corpos Sequeirinho e Pista) e no Paleoproterozoico (ca. 1,88 Ga; U-Pb em monazita dos corpos Sossego e Curral).

Tais dados apontam para mecanismos de evolução complexos dos sistemas hidrotermais cujas relações com os eventos magmáticos e termo-tectônicos registrados na Província Carajás ainda precisam ser melhor compreendidos. Nesse sentido, estudos sistemáticos e detalhados dos vários depósitos IOCG são fundamentais para a reconstituição

da história metalogenética da província.

O depósito Borrachudo se insere no Cinturão Sul do Cobre, no qual são conhecidos os importantes depósitos Cristalino, Sossego e Alvo 118, assim como outros em avaliação (Castanha, Visconde, Bacuri, Bacaba e Jatobá, entre outros). Esses depósitos têm sido vinculados a distintos eventos metalogenéticos, tanto arqueanos como paleoproterozoicos. Estudos prévios, de cunho acadêmico, ainda não foram realizados no depósito Borrachudo, embora a existência de número significativo de sondagens rotativas em sua área permita a caracterização tanto de suas rochas hospedeiras, como da geometria das zonas de alteração hidrotermal e vetores para o minério.

Assim, esse projeto propõe estudos geológicos, petrográficos, paragenéticos, de inclusões fluidas e isotópicos do **depósito Borrachudo**, considerado um alvo satélite do depósito Cristalino, visando à identificação de suas relações com a instalação dos extensos sistemas hidrotermais de Carajás.

Dessa forma, esse projeto, ao contribuir para a identificação da evolução metalogenética do depósito Borrachudo, poderá fornecer importantes subsídios para a identificação de processos críticos para a formação de depósitos IOCG de Carajás, contribuindo para o refinamento dos modelos genéticos de alto impacto para a indústria mineral.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Cráton Amazônico

Os modelos mais atuais e frequentemente adotados para o Cráton Amazônico são os de Santos (2003) e de Tassinari & Macambira (2004), que divergem em relação aos limites, agrupamentos e nomenclaturas das províncias tectônicas.

Vasquez *et al.* (2008) sugerem uma compartimentação com base no modelo de Santos (2003), porém com algumas modificações nas delimitações entre as províncias Carajás, Transamazonas e Amazônia Central.

De acordo com esse modelo, o cráton é dividido em sete províncias tectônicas ou geocronológicas – de leste para oeste: Carajás, Transamazonas, Amazônia Central, Tapajós-Parima, Rio Negro, Rondônia-Juruena e Sunsás. A fim de facilitar o entendimento e localização dos terrenos, as províncias foram subdivididas em domínios tectônicos com base em diferentes padrões geocronológicos, associações litológicas, *trends* estruturais ou assinaturas geofísicas (Vasquez *et al.*, 2008), como pode ser observado na Figura 1.

Na Figura 1, além das províncias tectônicas e seus domínios, são também apresentados as bacias fanerozoicas, os arcos que as delimitam e os domínios pré-cambrianos da Província Tocantins (Cinturão Paraguai – 27 e Cinturão Araguaia - 28) e da Província Parnaíba (Cinturão Gurupi - 29 e o fragmento cratônico São Luís - 30).

Figura 1: Províncias Tectônicas do Norte do Brasil, com destaque para as Províncias do Cráton Amazônico (Vasquez *et al.*, 2008).

2.2 Província Carajás

A região de Carajás, formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano, compreende o núcleo crustal mais antigo do Cráton Amazônico (Teixeira *et al.*, 1989, Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; 2004) e representa uma das mais importantes províncias minerais do planeta. A região foi individualizada como uma província (Santos *et al.* 2000 e Santos 2003), denominada Província Carajás, compreendendo dois domínios (a sul, Domínio Rio Maria e a norte, Domínio Carajás - Figura 2).

Segundo Vasquez *et al.* (2008), a Província Carajás é limitada (figura 1) ao norte e ao sul pela Província Transamazonas, respectivamente pelos domínios Bacajá e Santana do Araguaia, a leste pelo Cinturão Araguaia (Província Tocantins), e a oeste pelo Domínio Iriri-Xingu.

O Domínio Rio Maria é um terreno que agrupa faixas de sequências *greenstone belt* (grupos Gradaús, Serra do Inajá, Babaçu, Lagoa Seca, Tucumã e Sapucaia), complexos máficos e ultramáficos (grupos Serra Azul e Guará Pará), granitoides TTG (Tonalito Arco Verde, Tonalito Caracol, Trondhjemitó Mogno, Trondhjemitó Água Fria, Tonalito Parazônia e Granodiorito Cumaru), sanukitoide e granítico mesoarqueano (granitos Guarantã, Mata Surão, Rancho de Deus e Xinguara), granitos paleoproterozoicos (Jamon, Bannach, Cachoeirinha, Gradaús, Manda Saia, Marajoara, Musa, Redenção, São João e Seringa) e coberturas sedimentares (Grupo Rio Fresco e Formação Gorotire).

O Domínio Carajás é composto pelo embasamento metamórfico (Complexo Xingu e Pium), sequências metavulcanossedimentares da Bacia Carajás (Supergrupo Itacaiúnas), granitos de alcalinos (Planalto, Estrela, Plaquê, Igarapé Gelado e Velho Salobo), magmatismo máfico-ultramáfico (Complexo Luanga), cobertura sedimentar (Formação Águas Claras) e granitos tipo A paleoproterozoicos (Suite Serra dos Carajás).

O limite entre os domínios Carajás e Rio Maria, foi definido segundo Vasquez *et al.* (2008), como uma zona de transição, visto que o Grupo Sapucaia ocorre nos dois domínios, mas pertencem à litoestratigrafia do Domínio Rio Maria. Feio (2011) e Feio *et al.* (2012 a e b) propõem a divisão do Domínio Carajás em dois subdomínios, um a norte, abrangendo a Bacia Carajás (unidades supracrustais neoarqueanas), e outro a sul, dominado por granitoides arqueanos com rochas granulíticas e charnokíticas. Esse último é informalmente denominado de Subdomínio de Transição, e é interpretado como um substrato mesoarqueano (semelhante ao Domínio Rio Maria) que foi intensamente afetado pelo magmatismo e pela tectônica registrados na Bacia Carajás durante o Neoarqueano.

Nos trabalhos de mapeamentos regionais recentes (Vasquez *et al.*, 2008; Justo, 2014; Tavares 2015), a porção que compreende o Subdomínio de Transição também é interpretada como o possível embasamento mesoarqueano da Bacia Carajás.

Figura 2. A. Mapa do Brasil com indicação do estado do Pará e da Província Carajás, ao lado a Província Carajás dividida no Domínio Carajás (DC), Domínio Rio Maria (DRM), e o limite com o Domínio Bacajá (DB). **B.** Província Carajás, limitada a norte pelo Domínio Bacajá e a sul pelo Domínio Rio Maria, e dividida em Bacia Carajás e Subdomínio de Transição. Retângulo azul representa a área da figura 3 (Vasquez *et al.* 2008).

2.3 Domínio Carajás

O Domínio Carajás (figura 3), previamente denominado de Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988 e Costa *et al.*, 1995), possui evolução mais complexa do que a do Domínio Rio Maria (Feio *et al.*, 2012a).

O Domínio Carajás é composto por sequências metavulcanossedimentares, complexos máficos–ultramáficos, intrusões graníticas neoarqueanas e paleoproterozoicas, além da cobertura sedimentar na sua parte norte, e pelas rochas predominantemente granitoides da faixa denominada Subdomínio de Transição.

O depósito Borrachudo localiza-se no extremo leste da Zona de Cisalhamento Carajás (Cinturão Sul do Cobre), na região da Serra do Rabo, a sudoeste do depósito Cristalino (Figura 2 e 3). Em relação às unidades litológicas, está inserido na Formação Parauabepas (Grupo Grão-Pará), entre o granito Planalto e o diorito Cristalino (Figura 3B).

2.3.1 Embasamento – Subdomínio de Transição

O Complexo Pium, definido pela Docegeo (1984), compreende granulitos, também reconhecidos por Araújo & Maia (1991) ao longo do rio Cateté. Entretanto, de acordo com Ricci (2006) predominam rochas gabróicas ao longo do rio Pium, que representa a área-tipo antes atribuída ao Complexo Pium. Dessa forma, Vasquez *et al.* (2008) agruparam os granulitos na unidade Ortogranulito Chicrim-Cateté (charnockitos a enderbitos associados a granulitos máficos), considerada como representativa do embasamento granulítico máfico do Domínio Carajás. Os gabros e noritos sem evidências de metamorfismo foram inseridos na unidade denominada de Diopsídio Norito Pium (gabro da série charnockítica, compostos por noritos, gabronoritos, hornblenda gabronoritos e hornblenda gabros).

O Complexo Xingu, como originalmente definido por Silva *et al.* (1974), inclui gnaisses migmatíticos, granulitos, granitoides e rochas supracrustais, que se estendem desde o Domínio Bacajá (rio Xingu) até o Domínio Rio Maria. Porém, vários granitoides arqueanos, antes atribuídos ao Complexo Xingu, foram individualizados em trabalhos de Feio (2011), Moreto *et al.* (2011), Feio *et al.* (2012 a) e Moreto *et al.* (2015). Desta forma, Vasquez *et al.* (2008) redefinem o Complexo Xingu, como restrito ao Domínio Carajás e constituído essencialmente por ortognaisses e associações de migmatitos.

Justo (2014) e Tavares (2015) reconheceram no embasamento mesoarqueano três associações mapeáveis: (1) Ortognaisses Bom Jesus (granodiorito a tonalito), considerados por outros autores como TTG pertencentes ao Complexo Xingu; (2) sequências de *greenstone belts* (Grupo Rio Novo de Hirata *et al.*, 1982 e Grupo Sequeirinho – desmembrado do Grupo Sapucaia de Araújo & Maia, 1991), interpretados por outros autores como pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas, e (3) granitoides cálcio-alcálicos gnaissificados (Campina Verde, Cruzadão e Serra Dourada de Feio *et al.*; 2012b e Moreto *et al.*, 2011).

Figura 3. A) Mapa detalhado de parte do Domínio Carajás; **B)** Região da Serra do Rabo, onde estão localizados os depósitos Cristalino e Borrachudo (Tavares, 2015).

Associadas ao embasamento, na porção sul do Domínio Carajás (Subdomínio de Transição), ocorrem algumas suítes de granitos alcalinos (Suíte Plaque e Planalto) que são aqui descritas por serem intrusivas no embasamento, e por se distinguirem de suas suítes correlatas (Complexo Granítico Estrela, Granito Serra do Rabo, Velho Salobo e Igarapé Gelado) que foram introduzidas tanto no embasamento como nas sequências metavulcanossedimentares (Supergrupo Itacaiúnas) e que serão descritas adiante.

A Suíte Plaquê (Araújo *et al.*, 1988) é constituída por granitoides deformados e lenticulares em planta (direção E-W) que ocorrem em toda porção sul do Domínio Carajás. As relações de contato com as rochas do Complexo Xingu são concordantes e geralmente tectônicas (Araújo *et al.*, 1991). Os litotipos dominantes são representados por granitos com biotita e/ou anfibólio $\pm$ muscovita, róseos a avermelhados, com granulação média grossa, equigranulares ou inequigranulares, e com texturas porfiroclásticas a lepidoblásticas. A deformação é variável, com foliação milonítica bem desenvolvida, além de corpos pouco deformados (Araújo & Maia, 1991; Macambira & Vale 1997). Os granitos têm afinidade cálcio-alcalina a alcalina típica de granitos crustais sin-colisionais (Macambira *et al.*, 1996). Idades Pb-Pb obtidas em litotipos da região de Tucumã estão entre 2.729 ± 29 e 2.736 ± 24 Ma (Avelar, 1996; Avelar *et al.*, 1999).

A Suíte Planalto compreende o Granito Planalto (Hunh *et al.*, 1999), localizado a oeste de Serra do Rabo, próximo à Vila Planalto, além de corpos graníticos lenticulares localizados a ESE da cidade de Canaã dos Carajás. Compreende sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos com concentrações de hornblenda e biotita (Gomes, 2003). Este mesmo autor descreve o caráter alcalino, metaluminoso a fracamente peraluminoso dessas rochas, semelhantes ao dos granitos do tipo A. Esses granitos são deformados, principalmente em suas bordas, que apresentam foliação milonítica (Tavares 2015). Mesmo quando não há evidências macroscópicas de deformação, há alguma recrystalização do quartzo e, por vezes, do feldspato, o que permite diferenciar essas rochas dos granitos anorogênicos paleoproterozoicos da região (Hunh *et al.*, 1999). Há duas datações desses granitos, uma mais antiga, pelo método Pb-Pb em zircão, que resultou em idade de cristalização 2.747 ± 2 Ma (Hunh *et al.*, 1999), e outra, mais recente, que indica idade de cristalização 2733 ± 2 e 2.706 ± 5 Ma em zircão pelo método U-Pb (Feio *et al.*, 2012 b).

2.3.2. Bacia Carajás

Algumas hipóteses e modelos para a formação da Bacia Carajás foram propostos. Segundo Pinheiro & Nogueira (2003), as grandes zonas de cisalhamento de Cinzento, Carajás e Araraquara são evidências de uma bacia do tipo *pull apart*. Segundo Gibbs *et al.* (1986), Docegeo (1988), Macambira (2003) e Tallarico *et al.* (2005), a bacia estaria relacionada a abertura de um rifte continental, como evidenciado por suas associações

tholeiíticas. De acordo com Meirelles & Dardenne (1991), Lobato *et al.*, (2005) e Silva *et al.*, (2005), no entanto, a afinidade cálcio-alcálica de rochas vulcânicas e intrusivas corrobora a hipótese de relação da bacia com um arco magmático. Zucchetti (2007) propôs um modelo que abrange as duas assinaturas, em que os metabasaltos possuem características geoquímicas de arco continental, extravasado sobre crosta continental atenuada, em ambiente de retroarco.

A bacia é formada por rochas metavulcano-sedimentares neoarqueanas representadas pelo Supergrupo Itacaiúnas (2,76 - 2,73 Ga) e sequências correlatas (Igarapé Pojuca, Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Buritirama, entre outras), que são cortadas por rochas ultramáficas do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga e por granitos neoarqueanos e paleoproterozoicos, além de serem recobertas por rochas sedimentares da Formação Águas Claras.

Tavares (2015) posiciona os grupos Rio Novo (Hirata *et al.*, 1982) e Sequeirinho, que representam sequências de *greenstone belts*, no Mesoarqueano, com base na idade de 2.968 ± 15 Ma (U-Pb em zircão) obtida por Moreto *et al.* (2014) para cristalização das rochas metavulcânicas ácidas do corpo Pista que hospedam parte do minério de cobre da Mina do Sossego, atribuídas por Tavares (2015) ao Grupo Sequeirinho. Vasquez *et al.* (2008) interpreta o Grupo Rio Novo como uma sequência correlata ao Supergrupo Itacaiúnas, de idade mínima neoarqueana, sugerida pelas idades das intrusões do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (2763 ± 7 Ma, Machado *et al.* 1991) e do Complexo Granítico Estrela (2763 ± 7 Ma, Barros *et al.* 2001), que são intrusivos no Grupo Rio Novo.

2.3.2.1. Supergrupo Itacaiúnas

Grupo Grão Pará

O Grupo Grão-Pará (CVRD/CMM 1972) é formado por um espesso pacote de rochas vulcânicas máficas e félsicas superiores e inferiores e por jaspilitos que hospedam minério de ferro.

Beisiegel *et al.* (1973) identificam duas sequências de rochas metavulcânicas. A inferior e a superior seriam formadas por rochas vulcânicas máficas, diferenciando-se a superior por conter intercalações de formações ferríferas, enquanto a sequência intermediária seria formada por formações ferríferas bandadas.

As rochas vulcânicas da sequência superior e inferior são denominadas de Formação Parauapebas (Meireles *et al.*, 1984). Alguns autores separam a sequência superior, designando-a de Formação Igarapé Cigarra (Macambira *et al.*, 1990) ou a correlacionam com a Formação Igarapé Bahia (Teixeira *et al.*, 1997, Macambira, 2003). A sequência intermediária é reconhecida como Formação Carajás (CVRD/CMM, 1972), que, segundo

Vasquez *et al.* (2008), ocorre nos flancos norte e sul da Serra dos Carajás e em outros segmentos alongados de direção geral E-W,

Em trabalho mais recente de mapeamento, Tavares (2015) também distingue três associações: a basal, predominantemente vulcanogênica (metabasaltos e metariolitos), a associação intermediária, formada por espessos pacotes de formações ferríferas bandadas interdigitadas com folhelhos negros/xistos grafitosos, além de formações manganíferas, mármore, rochas calciossilicáticas e xistos grafitosos e as de topo, predominantemente sedimentares clásticas, formadas por metaconglomerados, metarenitos/quartzitos, metapelitos com níveis de formações ferríferas bandadas e metapelitos carbonosos/grafitosos, e interdigitações de protólitos vulcânicos/vulcanoclásticos.

Formação Parauapebas

Esta formação é constituída por rochas vulcânicas máficas associadas a derrames basálticos homogêneos com intercalações de lavas amigdaloidais e subordinação de vulcânicas félsicas (riolitos e dacitos como derrames e tufo de cristais, lapilli e vítreos), vulcanoclásticas (básicas e intermediárias) e, subordinadamente, intrusões máficas (*sills* e diques – diorito e gabro; Gibbs *et al.*, 1986, Araújo *et al.*, 1991, Teixeira *et al.*, 1997, Huhn *et al.*, 1999b, Macambira, 2003, Zucchetti, 2007).

A maioria dos estudos (Meirelles 1986, Gibbs *et al.*, 1986; Zucchetti, 2007) dessas rochas foram realizados em testemunhos e nas frentes de lavras dos depósitos de ferro de Carajás, como nas minas N4, N5 e N8. Desta maneira, as descrições da literatura são de rochas já afetadas por eventos hidrotermais. As principais texturas descritas nas rochas vulcânicas são maciça, amigdaloidal, vesicular, variolítica, *quench* (relíquias), hialofílica, intergranular, ofítica, subofítica, porfírica e glomeroporfírica e texturas de fluxo.

As metavulcânicas máficas têm amígdalas preenchidas predominantemente por calcita e clorita, além de quartzo, calcedônia, epidoto, actinolita, hematita e sulfetos (pirita e calcopirita). A mineralogia primária das metavulcânicas máficas é constituída por plagioclásio, piroxênio (augita), magnetita (titanífera), olivina e vidro vulcânico. Os minerais acessórios e/ou secundários são representados por clorita, actinolita/tremolita, ilmenita/titanita, leucóxênio, albita, mica branca, biotita, quartzo, epidoto, calcedônia, hematita, magnetita, rutilo, talco, escapolita, sulfetos e carbonatos (Beisiegel *et al.*, 1973, Gibbs *et al.*, 1986, Meirelles, 1986, Teixeira, 1994, Teixeira *et al.*, 1997, Macambira, 2003, Zucchetti, 2007).

As metapiroclásticas intermediárias a básicas compreendem tufo lítico (matriz fina com fragmentos líticos, púmice, *fiammes shards*, amígdalas e vesículas) e tufo fino (matriz cinerítica sustentando litoclastos de clorita, feldspato, quartzo, carbonato, epidoto e leucóxênio e cristaloclastos de quartzo; Meirelles 1986).

Os riolitos e/ou dacitos exibem tipicamente fenocristais de quartzo bipiramidais, além de feldspato (alterados para argilas e micas) e de minerais ferromagnesianos alterados. A matriz é constituída por anfibólios, clorita e biotita, que muitas vezes substituem totalmente os anfibólios, além de mosaicos granofíricos e zircão, allanita e opacos são acessórios. Alguns riolitos exibem pequenas e poucas amígdalas preenchidas por assembleia mineral similar às das rochas máficas (Gibbs *et al.*, 1986).

As idades U-Pb em zircão de metariolitos são de 2757 ± 7 Ma e 2760 ± 11 Ma (Wirth *et al.*, 1986, Machado *et al.*, 1991, Trendall *et al.*, 1998).

Formação Carajás

As rochas da Formação Carajás constituem os protominérios das jazidas de ferro de Carajás com espessura estimada em 200 a 300 metros (Vasquez *et al.*, 2008), tendo sua principal área de estudo a Serra Norte. As rochas dessa unidade são jaspilitos, com alternância de bandas de óxidos de ferro (hematita, magnetita e martita), *chert* com hematita, *chert* puro e carbonatos, ainda com estruturas sedimentares primárias preservadas (Beisiegel, 1982; Meirelles, 1986; Macambira & Silva, 1995; Macambira 2003; Lindenmayer *et al.*, 2001a; Figueiredo e Silva *et al.*, 2005; Lobato *et al.*, 2005). Na Serra Sul, são identificadas formações ferríferas com magnetita recristalizada (Lindenmayer *et al.*, 2001a) e jaspilitos.

Lindenmayer *et al.* (2001a) interpretam os jaspilitos como formados por precipitação química com ausência de contribuição detrítica, durante deposição em plataforma marginais de água rasa, em período de calma tectônica, nas proximidades de fumarolas e fontes hidrotermais.

A idade de deposição da Formação Carajás é inferida a partir da datação de rochas metavulcânicas concordantes ao acamamento dos jaspilitos, com intervalos entre 2.740 ± 8 e 2.757 ± 18 Ma (Trendall *et al.*, 1998; Macambira *et al.*, 1996; Krymsky *et al.*, 2002).

Grupo Igarapé Salobo

A DOCEGEO (1988) definiu o Grupo Igarapé Salobo como uma sequência de rochas vulcano-sedimentares que afloram nas Serras de Salobo, Cinzento e Redenção. Posteriormente, Vasquez *et al.* (2008), propuseram uma nova definição considerando apenas as rochas metavulcanossedimentares (com mineralização polimetálica) expostas na Serra do Salobo como pertencentes ao Grupo Igarapé Salobo, e agruparam as rochas de alto grau (Serra Cinzento) e as supracrustais (Serra da Redenção) no Domínio Bacajá. Nesta nova concepção, predominam rochas metaclásticas, xistos, supostas formações ferríferas, além de metavulcânicas básicas a intermediárias subordinadas (DOCEGEO 1988).

Grupo Igarapé Bahia

Segundo DOCEGEO (1988), o Grupo Igarapé Bahia é constituído por rochas metavulcanossedimentares metamorfasadas em fácies xisto verde, com direção geral NNW, que ocorrem como uma lente ou janela estrutural dentro da Formação Águas Claras, a oeste do sigmoide de Carajás. São reconhecidas duas formações ou domínios principais, um inferior metavulcânico máfico a intermediário (metabasaltos, metandesitos e metadacitos com metavulcanoclásticas e formações ferríferas), e outro superior, metassedimentar clástico (metarritmitos, metargilitos, metassiltitos, metagrauvacas, com metavulcânicas ácidas, metabasaltos, rochas metassedimentares químicas subordinadas; Vasquez *et al.* 2008). Idades de formação desta unidade, obtidas em zircão por U-Pb SHRIMP e Pb-Pb em rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas, são próximas a 2,75 Ga (Tallarico *et al.*, 2005, Galarza, 2002).

Grupo Igarapé Pojuca

DOCEGEO (1988) também caracterizou o Grupo Igarapé Pojuca como uma sequência metavulcanossedimentar arqueana metamorfasada em fácies xisto verde alto a anfibolito, com área tipo às margens do rio Azul no Norte da Serra de Carajás. Forma uma faixa estreita e alongada com *trend* N50W. Rochas intrusivas cortam essa sequência, tais como o Granito Itacaiúnas, o Granito Pojuca, o Leucogranito Gameleira e corpos básicos (Vasquez *et al.*, 2008). As principais descrições dessas rochas advêm dos estudos dos depósitos de Pojuca e Gameleira e compreendem metavulcânicas básicas e intermediárias (metandesitos, metabasaltos, xistos variados, anfibolitos e hornblenditos), com intercalações de rochas metassedimentares psamo-pelíticas e formações ferríferas bandadas com intrusões de rochas máficas (DOCEGEO, 1988, Farias *et al.*, 1984; Saueressig, 1988; Medeiros Neto & Villas, 1985; Winter, 1994; Lindenmayer *et al.*, 2001b; Galarza, 2002).

Grupo Rio Novo

O termo Rio Novo foi introduzido por Hirata *et al.* (1982) para a sequência metavulcanossedimentar que aflora na região de Serra Pelada. Vasquez *et al.* (2008) adotaram a formalização de Araújo & Maia (1991) para o Grupo Rio Novo, constituído por metamafitos, metaultramafitos, quartzitos, formações ferríferas bandadas, xistos micáceos e metapelitos grafitosos, manganésíferos e ferruginosos.

Unidades Correlatas ao Grupo Grão Pará

Segundo Vasquez *et al.* (2008), três grupos exibem correlação com o Grupo Grão Pará. O **Grupo Aquiri** (Soares *et al.*, 1988) formado por uma sequência metavulcanossedimentar que ocorre no extremo oeste da Serra dos Carajás, e que constitui uma estrutura regional

elíptica. O **Grupo São Félix** (Macambira & Vale, 1997), representado por sequências metavulcanossedimentares que ocorrem nas serras de São Félix (predomínio de metavulcânicas máficas) e do Eldorado (predomínio de rochas metassedimentares), no extremo SW do Domínio Carajás. O **Grupo São Sebastião** (Macambira & Vale 1997) é composto por rochas metassedimentares e metamáficas que afloram nas margens do igarapé São José ou São Sebastião no extremo NW do Domínio Carajás.

2.3.2.2. Complexos Máficos-Ultramáficos

O Complexo Luanga (DOCEGEO, 1988), denominado Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga por Vasquez *et al.* (2008), é formado por dois corpos ígneos acamadados, Luanga (com jazida de Cr-EGP) e Lago Grande, que situam-se na Serra Leste ou Serra Pelada, nordeste do Domínio Carajás, e exibem direção geral NE-SW, diferente da estruturação regional de Carajás. São intrusivos no Grupo Rio Novo e no Complexo Xingu. Ferreira Filho *et al.* (2007) relatam que a estratigrafia do complexo está invertida. Com base na sequência de minerais *cumulus*, eles identificaram três zonas: ultramáfica (dunitos serpentinizados), de transição (harzburgitos, ortopiroxenitos, noritos e camadas de cromitito com EGP) e máfica (gabros com intercalação de ortopiroxenitos e cromitito). Idades de cristalização magmática 2763 ± 6 Ma U/Pb em zircão foram obtidas por Machado *et al.* (1991).

A Suíte Intrusiva Caeté (Macambira & Vale, 1997) é formada por corpos máficos-ultramáficos representados por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos. Exibem formato alongado segundo direções E-W e N-S e são intrusivos no Complexo Xingu, Grupo São Félix e na Suíte Plaquê. Estão incluídos nesta unidade os corpos da Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia, Vermelho e outros (Vasquez *et al.*, 2008). Segundo Macambira & Vale (1997), essa suíte difere do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga pela ausência de deformação ou metamorfismo.

2.3.2.3. Granitos subalcalinos de alto potássio

Os granitos subalcalinos que ocorrem na Bacia de Carajás são representados pelo Complexo Granítico Estrela e pelos granitos Serra do Rabo, Igarapé Gelado e Velho Salobo (Feio, 2011).

O Complexo Granítico Estrela (Barros, 1997), aflora na porção NNW do Domínio Carajás, é intrusivo nos Grupos Rio Novo e Grão Pará. Segundo (Barros e Barbey 1998) há predominância de monzogranitos sobre tonalitos, granodioritos e sienogranitos, porém segundo Tavares (2015), trata-se de um ortognaisse fino a médio, levemente bandado, de composição monzogranítica a sienogranítica. A idade de cristalização Pb-Pb em zircão é de 2.763 ± 7 Ma (Barros *et al.*, 2004).

O Granito Serra do Rabo, que já foi denominado de Granito Borrachudo e Granito Rancho Alegre, ocorre a leste da Falha de Carajás, nas proximidades da Serra do Rabo na forma de um *stock* com direção E-W. Esta unidade tem assinatura alcalina metaluminosa (semelhante a de granitos do tipo A) e é composta por álcali-feldspato granitos e sienogranitos com idade U-Pb em zircão de $2.743 \pm 1,6$ Ma (Sardinha *et al.*, 2006).

O Granito Igarapé Gelado (Barbosa, 2004), localiza-se no norte do Domínio Carajás, onde corta rochas do Supergrupo Itacaiúnas. Compreende granodioritos, monzogranitos, com tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos subordinados, que exibem natureza cálcio-alcalina a alcalina (Barbosa, 2004). Monzogranito desta unidade apresenta idade Pb-Pb em zircão de 2.731 ± 26 Ma, considerada sua idade mínima de cristalização (Barbosa, 2004).

O Granito Velho Salobo (*Old Salobo*) aflora no norte do Domínio Carajás como um *stock* próximo ao depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo. Apresenta deformação e tem assinatura alcalina de granito do tipo A (Lindenmayer *et al.*, 1994). Sua idade de cristalização U-Pb em zircão é de 2.573 ± 3 Ma (Machado *et al.* 1991).

2.3.2.4. Intrusões Máficas

O Diorito Cristalino, descrito inicialmente por Huhn *et al.* (1999a) como Intrusivas Dioríticas, está localizado na região da Serra do Rabo (segmento leste da Serra de Carajás) e constitui um corpo de composição predominantemente diorítica a quartzo diorítica que intrude o Complexo Xingu e as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Grão-Pará. Huhn *et al.* (1999a) obtiveram uma idade de 2.738 ± 6 Ma para as rochas dessa unidade pelo método Pb-Pb em zircão, interpretada como idade de cristalização. A idade de 2.953 ± 2 Ma também foi obtida a partir de um xenocristal (Huhn *et al.*, 1999b). Estes autores consideram que a mineralização cupro-aurífera do depósito de Cristalino está associada à colocação desses corpos.

2.3.2.5. Cobertura sedimentar: Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras é constituída por rochas siliciclásticas arqueanas que se distribuem na porção central da estrutura sigmoidal da Serra dos Carajás (Nogueira *et al.*, 1995). É caracterizada por duas unidades litostratigráficas com contato gradacional nomeadas como membro inferior (siltitos, pelitos e arenitos distribuídos em sete litotipos) e membro superior (arenitos, ortoconglomerados e pelitos diferenciados em quatorze litotipos). Os ambientes deposicionais são tidos como plataforma marinha com tempestades (membro inferior) e fluvial entrelaçado e litorâneo (membro superior). Essas rochas não foram metamorfisadas (Nogueira *et al.*, 1995). A idade 2.708 ± 37 Ma (U-Pb em zircão) foi obtida em

dique máfico que intercepta a unidade, enquanto cristais de zircão detríticos resultaram em idades de 2.778 Ma (Mougeot *et al.*, 1996; Macambira *et al.*, 2001).

2.3.2.6. Granitos Paleoproterozoicos

Na proposta de Dall'Agnol *et al.* (2005), a Suíte Granítica Serra dos Carajás abrange alguns corpos graníticos com características geoquímicas de granitos do tipo A, tais como Serra dos Carajás, Cigano, Breves, Pojuca e Rio Branco. Vasquez *et al.* (2008) utilizaram a denominação de Suíte Intrusiva Serra dos Carajás e relatam que tais corpos são intrusivos no embasamento, nas sequências metavulcanossedimentares, em granitoides e rochas sedimentares e incluem monzogranitos e, subordinadamente, sienogranitos e álcali-feldspato granitos. São granitos do tipo A, de natureza intra-placa e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Dall'Agnol *et al.*, 2005). Machado *et al.* (1991) dataram três corpos desta suíte (Serra dos Carajás, Pojuca e Cigano) pelo método U-Pb em zircão, obtendo idades de 1.874 ±2 Ma a 1.883 ±2 Ma, indicando um intervalo de cerca de 10 Ma para este magmatismo.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica incluiu pesquisa em artigos nacionais e internacionais, anais de congressos e simpósios, teses, dissertações, mapas e livros. Os principais assuntos abordados foram: (1) A Província Carajás e seus domínios Rio Maria e Carajás, com ênfase nas sequências vulcanossedimentares da Bacia Carajás, em especial o Grupo Grão Pará; (2) depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro mundialmente conhecidos, com destaque para os depósitos do Cinturão Sul do Cobre da Província Carajás e de outras importantes províncias mundiais; (3) técnicas analíticas aplicadas aos estudos metalogenéticos, com ênfase em inclusões fluidas e isótopos estáveis.

3.2 Trabalho de Campo

O trabalho de campo foi realizado em Carajás, PA, no período de 18 a 24 de julho de 2014 no Acampamento Cristalino da Companhia Vale S.A. Foram descritos e amostrados testemunhos de quatro sondagens (SR-29, FD-08, FD-11 e FD-45) do depósito de Cu-(Au) Borrachudo, totalizando aproximadamente 1.050 metros. Os estudos envolveram o reconhecimento e descrição detalhada das principais rochas hospedeiras, dos tipos, estilos e geometria das alterações hidrotermais, da ocorrência e tipos de minério, das relações texturais entre os minerais de minério e de ganga e dos tipos de estruturas (rúpteis, rúpteis-dúcteis ou dúcteis) reconhecidos no depósito. Amostragem sistemática foi efetuada, com ênfase nas diferentes rochas hospedeiras, nas texturas e, principalmente, na interação, hierarquização e progresso da alteração hidrotermal e da mineralização.

3.3 Petrografia

Foram descritas 60 lâminas delgadas e 15 lâminas delgadas-polidas. O estudo petrográfico e a aquisição de fotomicrografias foram realizados no Laboratório de Petrografia Sedimentar do IGc-USP, em microscópio de luz transmitida e refletida da marca *Zeiss*, modelo *Axioplan 2* com câmera *Leica*, modelo *MC 170 HD acoplada* e uso do *software* para aquisição de imagens *LAS (Leica Application Suite)*.

Essa etapa de trabalho teve como objetivo:

- caracterizar de forma detalhada os litotipos hospedeiros;
- determinar os tipos e estilos de alterações hidrotermais;
- identificar os minerais de minérios e suas associações com as alterações;
- reconhecer as relações texturais e microtectônicas e
- reconstruir a evolução paragenética das alterações hidrotermais.

Para análises microtermométricas de inclusões fluidas, 8 lâminas bipolidas foram

confeccionadas no Laboratório de Laminação da Universidade Federal do Pará. Após observações minuciosas ao microscópio, foram selecionadas 2 lâminas: (1ª lâmina) - brecha com clastos de quartzo hidrotermal cimentados por calcopirita com 3 campos analisados e (2ª lâmina) - veio de quartzo mineralizado com 4 campos analisados. A seleção dessas amostras baseou-se nas relações paragenéticas entre quartzo e calcopirita e na presença de inclusões aquosas, aquo-salinas e/ou aquo-carbônicas com dimensões apropriadas para o estudo.

3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura nas fases minerais

Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) com obtenção de imagens por elétrons secundários (SE – *secondary electrons*) e elétrons retroespalhados (BSE – *backscattering electrons*), além de análises semi-quantitativas por EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*), foram realizadas no IGc-USP, com a supervisão do técnico responsável Drº Isaac Jamil Sayeg, com a finalidade de detalhar variações e zoneamentos composicionais em anfibólios, turmalina, titanita e escapolita, além de determinar com maior precisão a composição de finas inclusões minerais presentes no minério cuprífero. Na titanita, foi ainda obtido mapa composicional e as imagens de BSE foram processadas em composição falsa cor com uso do programa ENVI versão 5.2.

3.5 Microscopia Eletrônica de Varredura em inclusões fluidas

A identificação dos sólidos de inclusões fluidas foram aprimoradas com análises qualitativas (imagens SE- elétrons secundários e BSE- elétrons retroespalhados) e semi-quantitativas (EDS) ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) em duas etapas: (1ª) no Laboratório Multiusuário de Caracterização Tecnológica (LMCT) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) com equipamento FEI Quanta 400 com espectrômetro de energia dispersiva Bruker Nano Quantax modelo Xflash S010 e tecnologia SSD a baixo vácuo, sobre a supervisão do técnico Msc. Fernando Vasques e (2ª) no Instituto de Geociências – USP com equipamento LEO 440I com espectrômetro de energia dispersiva da marca Oxford.

3.6 Microtermometria de inclusões fluidas

Análises de inclusões fluidas foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências sobre o acompanhamento e supervisão da especialista Drª. Rosa Maria da Silveira Bello. Foi utilizado microscópio petrográfico convencional *Leitz* (OLYMPUS BX-51-POL-1) equipado com platina de aquecimento e resfriamento *ChaixMeca* MTM 85, que permite resfriamento até -180°C por meio de circulação de nitrogênio líquido e aquecimento até 600°C devido à resistência acoplada. Devido ao pequeno tamanho das inclusões fluidas (5 a 0,5 µm) foram utilizadas objetivas de 80 e 100 X de aumento linear e oculares

reticuladas de 10 e 12 X de aumento. No tratamento dos dados microtermométricos utilizou-se os programas do pacote Baker – FLUIDS e CLATHRATES (Bakker, 2003) e o programa Flincor (Brow 1989).

3.7 Análises de Raman em inclusões fluidas

Análises qualitativas e semi-quantitativas por Espectroscopia Laser Raman foram efetuadas no Laboratório Multiusuário de Caracterização Tecnológica (LMCT) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) coordenado pelo Dr. Reiner Neumann. O equipamento utilizado foi um Micro Raman da marca Horiba modelo LabRam HR, com controle de detector CCD de refrigeração Peltier (-70°C), com laser verde de Argônio $\lambda = 514,5$ nm e intensidade 130 mW, acoplado a um microscópio Olympus BX41 com objetiva Olympus 100X LMPANFL.

Sobre a orientação do técnico Msc. Fernando Vasques foram analisadas fases voláteis de inclusões fluidas aquocarbônicas e fases sólidas de inclusões aquosas salinas, com tempo de exposição de 30 ou 60 segundos, repetição de 2X, faixa espectral de 100 a 4000 cm^{-1} e feixe de laser incidente de 100 a 300 μm .

3.8 Catodoluminescência

Imagens de catodoluminescência foram feitas nas duas lâminas bipolidas, com o intuito de observar texturas que evidenciem gerações distintas de quartzo, mineral hospedeiro das inclusões fluidas. As imagens foram obtidas em equipamento CITL modelo MK 5-2 com microscópio acoplado micro Axio (Zeiss Imager M2m), objetivas Zeiss EC Epipan NEOFLUR de 5X e 10X de aumento, e câmera AxioCam HRC, as condições de análises foram, corrente elétrica de 400 e 450 μA , tensão elétrica de 23 e 27 KVe tempo de exposição de 7 e 4 segundos. Os dados foram adquiridos também pelo técnico Msc. Fernando Vasques do LMCT no Centro de Tecnologia Mineral.

3.9 Preparação de amostras e separação mineral

Oito amostras de diferentes gerações de calcopirita foram selecionadas para análises de isótopo de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$), realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LAIS) do Instituto de Geociência da Universidade de Brasília.

As diferentes gerações de calcopirita foram separadas nos Laboratórios de Petrografia Sedimentar do Instituto de Geociências da USP. Primeiramente houve separação manual com auxílio de martelo e microretífica, passando por catação em lupa binocular, cominuição em pilão de ágata, e pesagem em balança de precisão com alíquota superior a 0,15 miligramas, resultando em amostras com grau de pureza superior a 95%.

A produção de SO_2 para análise isotópica de enxofre na calcopirita foi feita a partir da

combustão dos sulfetos em cápsulas de estanho a 1080 °C com excesso de oxigênio. Os gases produzidos a partir da combustão foram levados através de uma corrente de hélio para catalizadores de tungstênio e zircônio para redução em um filamento de cobre de alta pureza. A separação de SO₂ foi feita em cromatógrafo de gás. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ têm precisão de 0,01‰ e foram reportados em relação ao padrão CDT (*Canion Diablo Troillite*).

4. GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE COBRE BORRACHUDO

O depósito cuprífero Borrachudo é hospedado por uma sequência de rochas metavulcânicas (Figuras 4 e 5), atribuídas à Formação Parauapebas do Grupo Grão-Pará, que são cortadas por corpos de microgabro. Essas rochas foram intensamente modificadas e alteradas por fluidos hidrotermais, o que, por vezes, dificulta o reconhecimento da natureza dos seus protólitos em testemunhos de sondagens (Figura 6 e 7). Extensas zonas de alteração hidrotermal resultantes do processo de interação fluido-rocha são mapeáveis na área do depósito (por exemplo, biotita xisto, actinolita-biotita xisto e zonas de alteração com quartzo e albita; (Figura 4).

4.1 Rochas hospedeiras

As rochas metavulcânicas constituem corpos alongados com orientação geral NW/SE, delimitados por falhas (Figura 4), e alto mergulho (Figura 5), resultante da verticalização do pacote de rochas metavulcânicas. Há predomínio de rocha metavulcânica máfica a intermediária com intercalações subordinadas de rocha metavulcânica félsica, que forma corpos tabulares com espessura variada de 15 a 180 metros. Diques de microgabro com espessura entre 5 e 12 metros interceptam as rochas hospedeiras metavulcânicas (Figura 5).

Os corpos de minério são representados por pipes de brecha verticalizados e ramificados, com espessura entre 5 e 17 metros (Figura 5). Comumente estão associados às metavulcânicas félsicas e, subordinadamente, às rochas metavulcânicas intermediárias.

Figura 4. Mapa geológico da área do depósito Borrachudo, com rochas hospedeiras e zonas de alteração hidrotermal, onde Bt-biotita, Chl-clorita, Mg-magnetita e Act- actinolita (modificado de VALE).

Figura 5. Seção geológica do depósito Borrachudo, com localização dos furos de sondagem, em especial o furo SR-29 e FD-08, representados com cor bordô, que foram descritos nessa dissertação (VALE).

Figura 6. Esquema dos testemunhos de sondagens SR-29 e FD-08. A cor ao centro equivale à rocha hospedeira, colunas estreitas à esquerda representam as principais alterações hidrotermais daquele trecho. Legenda: Ab-albita, Kfs-feldspato potássico, Bt-biotita, Chl-clorita, Scp-escapolita, Gru-grunerita, Cal-calcita, Cpy-calcopirita, Qz-quartzo e Mag-magnetita.

FD-45 Metragem (m) : 23,23 a 200,60

LEGENDA:

Rochas hospedeiras: Metariolito Metandesito Microgabro

Zona de Brecha Rocha Foliada

FD-11 Metragem (m): 22,00 a 169,10

Alterações hidrotermais principais:

Ab + Kfs Ab Chl Gru ou Act Cpy
Kfs Bt Scp Cal Qz

Figura 7. Esquema dos testemunhos de sondagens FD-45 e FD-11. A cor ao centro equivale à rocha hospedeira, colunas estreitas à esquerda representam as principais alterações hidrotermais daquele trecho. **Legenda:** Ab-albita, Kfs-feldspato potássico, Bt-biotita, Chl-clorita, Scp-escapolita, Gru-grunerita, Act-actinolita, Cal-calcita, Cpy-calcopirita, Qz-quartzo e Mag-magnetita.

4.1.1 Rocha Metavulcânica Félsica

A rocha metavulcânica félsica está intensamente hidrotermalizada, mas provavelmente possui composição de metariolito/metariodacito. Nas rochas mais preservadas, sua natureza pode ser reconhecida pela presença de fenocristais bipiramidais de quartzo, por vezes com cor azul (Figuras 6 F e 6 Q), e por grande quantidade de quartzo na matriz, que perfaz até 70% da rocha.

O metariolito exhibe cor cinza esverdeada, estrutura maciça a levemente foliada e textura porfírica. Os fenocristais de quartzo mais preservados apresentam embaixamentos e texturas de corrosão em golfo (Figura 8 A), enquanto os demais, principalmente nos metariolitos foliados, exibem evidências de recristalização (extinção ondulante, contato interlobado a ameboide, migração da borda de grão, *bulging* e formação de subgrãos como coroas). Raramente megacristais de plagioclásio e feldspato potássico são também reconhecidos (Figuras 8 B e C). A matriz tem granulação média a fina (0,15 a 0,40 mm), é equigranular a inequigranular e composta predominantemente por quartzo, com proporções variadas de plagioclásio e associações de minerais hidrotermais.

4.1.2 Rocha Metavulcânica Intermediária

A rocha metavulcânica intermediária, possivelmente corresponde a um metandesito e se caracteriza pela presença de relíquias de amígdalas preenchidas principalmente por quartzo recristalizado (Figuras 6 G e 7 B).

Esta rocha exhibe cor marrom escura com estrutura maciça a foliada. As amígdalas apresentam até 0,5 cm, possuem formato sub-arredondado a oval e, ocasionalmente, sombras de pressão. São preenchidas por agregados de quartzo e minerais hidrotermais ($\pm$ escapolita $\pm$ magnetita e $\pm$ apatita; Figuras 8 D e E). A foliação dessa rocha é definida pela alternância de finos leitos e/ou bandas com textura lepidoblástica constituídas predominantemente por biotita com leitos ricos em quartzo com textura granoblástica (Figuras 6 M, 7 K e 9C). Ocasionalmente cordões de amígdalas também estão orientados (Figura 7 J).

4.1.3 Microgabro

Os corpos de microgabro ocorrem como diques com bordas de resfriamento. Seu contato com as rochas metavulcânicas é abrupto e, comumente, se caracteriza por evidente alteração hidrotermal fortemente dependente da composição da rocha encaixante.

A rocha possui cor preto-chumbo a esverdeado, estrutura maciça e granulação fanerítica fina (Figura 7 F). Possui relíquia de textura blasto-subofítica (Figura 8 F), onde tanto o plagioclásio, como o piroxênio ígneos tenham sido completamente substituídos por fases minerais hidrotermais. Esporadicamente, ocorrem pseudomorfos de fenocristais de

piroxênio com até 1,75 cm, substituídos totalmente por actinolita ou clinozoisita, com textura porfírica (Figura 6 D).

Figura 8. Características principais das **rochas hospedeiras** mais preservadas da alteração hidrotermal. A, B e C - Metariolito, D e E - Metandesito e F- Microgabro. **A)** Fenocristal de quartzo exibindo bordas com corrosão em forma de golfs arredondados; **B)** Fenocristal de albita; **C)** Fenocristal de feldspato potássico e de quartzo; **D)** Amígdala oval preenchida por quartzo, apatita, biotita, escapolita e magnetita; **E)** Amígdala oval preenchida por quartzo hidrotermal cortada por biotita em fraturas e **F)** Microgabro com textura blasto-subofítica dada pelos cristais ripiformes de albita hidrotermal com pargasita e magnetita ocupando os interstícios. Legenda: Qtz-quartzo, Bt-biotita, Kfs-feldspato potássico, Ab-albita, Scp-escapolita, Ap-apatita, Hst-hastingsita, Mag-magnetita, Prg-pargasita e Chl-clorita.

4.2 Alterações Hidrotermais

No depósito Borrachudo é possível reconstituir a evolução do sistema hidrotermal, a partir da hierarquização dos distintos estágios de alteração, e eventuais recorrências, como apresentado no Quadro 1.

4.2.1 Rochas Metavulcânicas

Nas rochas metavulcânicas, tais como o metariolito e metandesito, os estágios de alteração hidrotermal seguem a sequência: (1ª) alteração sódica I, (2ª) silicificação I, (3ª) magnetita + apatita, (4ª) grunerita + turmalina + magnetita, (5ª) Fe-pargasita + magnetita, (6ª) alteração cálcica - actinolita, (7ª) alteração potássica I, (8ª) silicificação II, (9ª) alteração sódica II, (10ª) cloritização, (11ª) alteração potássica II e (12ª) carbonatização (Quadro I). Essa sequência refere-se a estágios de alteração controlados por estruturas dúcteis (1ª a 7ª), que refletem metassomatismo sódico a sódico-cálcico, ferro-(P) a ferro-potássico, e estágios tardios vinculados a estruturas predominantemente rúpteis (8ª a 12ª), que evidenciam recorrência de alteração sódica e potássica e desenvolvimento de expressiva cloritização e formação de carbonatos.

Essas rochas hidrotermalizadas são também, por sua vez, cortadas por sistemas de vênulas, veios e brechas tardios preenchidos principalmente por quartzo, albita, feldspato potássico, biotita, clorita e calcita. A evolução e interação desses estágios de alteração hidrotermal podem ser acompanhadas pela sequência paragenética do Quadro 1.

O primeiro estágio de alteração hidrotermal reconhecido nas rochas metavulcânicas é representada por **ALTERAÇÃO SÓDICA I** com formação de **albita + escapolita sódica ± apatita**. Esse estágio, inicial e pervasivo, resultou em substituição dos minerais originais da matriz afanítica da rocha pelas fases hidrotermais. Entretanto, devido aos estágios de alteração subsequentes, a alteração sódica I foi totalmente ou parcialmente obliterada, sendo reconhecida apenas por cristais isolados ou finos agregados de cristais de albita, escapolita e apatita em meio às bandas compostas por quartzo da silicificação I (Figura 9 A) ou aos leitos de biotita da alteração potássica I, além de ocorrer, esporadicamente, preenchendo amígdalas (Figura 8 D).

Quadro 1. Sequência Paragenética das rochas metavulcânicas do Depósito de Cobre Borrachudo. **Legenda:** **D** = Alteração controlada por estruturas dúcteis (foliação), **R** = Alteração controlada por estruturas rúpteis (veios, brechas e stockwork).

Figura 9. Detalhe da **Alteração Sódica I** e da **Silicificação I**. **A)** Metadacito com agregados anédricos de escapolita em meio ao quartzo I; **B)** Bolsão de quartzo I sendo invadido por front de alteração potássica I, representada pela biotita; **C)** Leitos milimétricos de quartzo I, que junto com biotita I, marcam a foliação e **D)** Leitos de quartzo ao redor das amígdalas como sombra de pressão. Legenda: Qz-quartzo, Scp-escapolita, Bt-biotita, Mag-magnetita, Aln-allanita, Ap-apatita.

O segundo estágio de alteração hidrotermal é representado por **SILICIFICAÇÃO I**, caracterizada pela substituição da rocha por **quartzo** que, comumente, apresenta-se recristalizado e evidencia recristalização dinâmica (cristais com extinção ondulante, *bulging* e contato interlobado a ameboide) a estática (formação de subgrãos). No metariolito, a silicificação constitui a alteração mais pervasiva da matriz da rocha, na qual o quartzo, de granulação fina a média (0,03 a 0,2 mm), forma bolsões, bandas (Figura 9 B) ou leitos milimétricos, ora monominerálicos, ora associados a diminutos cristais de albita ± escapolita e ± apatita, que representam a alteração sódica I. No metandesito, a silicificação I constitui uma alteração mais incipiente, formando bandas e/ou leitos milimétricos deformados, ora marcando a foliação (Figuras 6 M, 7 K e 9 C), ora amoldando-se em torno das amígdalas preenchidas por quartzo (Figura 9 D). Entretanto, apesar do desenvolvimento inegável de silicificação como uma alteração importante e precoce, uma parte do quartzo pode ser original do protólito ígneo, principalmente no riolito.

O terceiro estágio de alteração hidrotermal compreende uma alteração específica, muito rica em ferro, representada pela associação de **MAGNETITA ± APATITA**. Essa alteração foi observada em um intervalo de 5 a 7 metros de espessura, no contato entre o metariolito e o metandesito e representa intensa e pervasiva substituição da rocha hospedeira, resultando em uma rocha composta por 80% a 90% de magnetita, denominada de magnetitito (Figura 6 T). Devido à intensidade da alteração, não é mais possível distinguir seu protólito. No magnetitito, os cristais de magnetita possuem granulação média a grossa (0,5 a 1,5 mm) e são intercrescidos à apatita, que também constitui bolsões e/ou veios (Figura 10 A).

Figura 10. Detalhes das alterações hidrotermais do terceiro (**Mag+Ap**) e quarto (**Gru+Tur+Mag**) estágios. **A)** Magnetitito com bolsões de apatita; **B)** Ao centro cristal de grunerita bouldinado com zona surréica preenchida por biotita I, demais cristais de grunerita com geminação polissintética; **C)** Agregados de cristais finos de grunerita como núcleo preservado em meio à alteração potássica I (biotita) e **D)** Pargasita substituindo gunerita a partir das bordas. Legenda: Mag-magnetita, Ap-apatita, Qz-quartzo, Gru-grunerita, Bt-biotita e Prg-pargasita.

O quarto estágio de alteração hidrotermal presente no depósito resultou na associação de **GRUNERITA ± TURMALINA ± MAGNETITA**. O magnetitito é cortado em toda sua extensão por grunerita em vênulas ou bolsões e bandas de granulação fina (~0,05mm; Figuras 6 T e 11 A). No metariolito, grunerita + magnetita, forma uma alteração muito branda e esporádica, gerando agregados de cristais de grunerita de granulação fina (~0,03 mm) em meio a bolsões de escapolita + albita da alteração sódica I. No metandesito, essa associação ocorre de duas formas principais: (1) grunerita e turmalina em cristais isolados de granulação grossa a média (2,5 a 0,5 mm), comumente deformados, resultando em *boudinage* da grunerita (Figura 10 B) e fraturamento da turmalina, ou (2) grunerita em agregados de granulação fina a média (0,05 a 0,3 mm) formando bolsões (Figura 10 C) e bandas (Figura 7 A). Em todas as situações, a grunerita é comumente substituída a partir das bordas principalmente por actinolita e, eventualmente, por pargasita (Figuras 11 B e 10 D). Os cristais de turmalina apresentam zoneamentos (Figura 11 E e F); os núcleos com cor marrom são ligeiramente mais enriquecidos em cálcio e titânio e apresentam ferro em sua composição, já as bordas com cor azul esverdeado apresentam menores conteúdos de cálcio e titânio, em ambos os casos algumas regiões exibem pequeno conteúdo de potássio, que possivelmente advém da biotita, que ocorre na matriz da rocha metavulcânica ou como inclusão nas turmalinas. Os dados semi-quantitativos de EDS obtidos ao MEV estão disponíveis na tabela 1 e 2 do Anexo 1.

O quinto estágio de alteração hidrotermal é representado pela associação de **Fe-PARGASITA ± MAGNETITA**, na qual o anfibólio possui pleocroísmo característico, na cor verde azulado. No magnetitito, Fe-pargasita ocorre de forma discreta alterando as bordas dos cristais de grunerita, porém, próximo ao contato com as metavulcânicas, ocorre como agregados de cristais médios (0,5 a 0,9 mm; Figura 12 A). No metariolito, essa associação também constitui um estágio incipiente, gerando agregados de cristais médios de Fe-pargasita (0,3 a 1,0 mm) associados a cristais grossos de magnetita (aproximadamente 4 mm; Figura 12 B), com relação mútua de corte. No metandesito, essa alteração é mais comum e expressiva, estando intimamente relacionada à alteração potássica I. Ocorre ora como bolsões de cristais finos, ora como leitos foliados ou ainda como cristais finos dispersos (Figura 12 C).

Intrinsicamente relacionado aos dois eventos precedentes, o sexto estágio de alteração hidrotermal é caracterizado por **ALTERAÇÃO CÁLCICA**, com a formação de **actinolita**. A actinolita é observada principalmente nas bordas dos cristais de grunerita e de Fe-pargasita (Figuras 11 A a D), como evidenciado por análises semi-quantitativa de EDS ao MEV. Casualmente, constitui veio de actinolita + apatita + Fe-pargasita, que corta bandas de biotita I (sétimo estágio; Figuras 7 L e 12 D).

Figura 11. Fotomicrografias dos eventos hidrotermais com **anfibólios** e respectivas regiões onde foram locadas (pontos amarelos) as análise de EDS; **A)** Detalhe de grunerita no magnetito; **B)** Imagem de BSD com finos cristais subeuédricos de grunerita (cinza claro) substituídos por actinolita (cinza médio) a partir das bordas; **C)** Agregados de anfibólios preservados no metariolito; **D)** Imagem de BSD com núcleos de Fe-pargasita (cinza médio) envoltos e substituídos por actinolita (cinza claro), ambos rodeados por calcopirita; **E)** Turmalina zonada com núcleo de cor marrom a preto e borda azul esverdeado e **F)** Imagem de BSD de turmalina zonada com núcleo contendo Fe e inclusões de biotita indicado por setas vermelhas. Dados semi-quantitativos de EDS dos pontos em amarelo encontram-

se na tabela 1 e 2 – Anexo 1. Legenda: Mag-magnetita, Act-actinolita, Gru-grunerita, Qz-quartzo, All-allanita, Prg-pargasita, Cpy-calcopirita, Sad-Sadanagaita, Bt-biotita, Cob-cobaltita, Tur-turmalina.

Figura 12. Detalhes da alteração hidrotermal do quinto (**Prg+Mag**) e sexto (**Act**) estágios. **A)** Agregados de cristais grossos de pargasita alterados por clorita no magnetitito; **B)** Magnetita grossa cortando cristais de pargasita com borda de actinolita; **C)** Cristais finos verdes de pargasita dispersos em meio à biotita marrom da alteração potássica I e **D)** Detalhe de veio de actinolita com cristais grossos, que corta alteração potássica I. Legenda: Mag-magnetita, Chl-clorita, Prg-pargasita, Ap-apatita, Cc-calcita, Act-actinolita, Bt-biotita e Qz-quartzo.

O sétimo estágio de alteração hidrotermal é representado por **ALTERAÇÃO POTÁSSICA I**, que constitui a alteração mais pervasiva no depósito Borrachudo, com formação de biotita marrom e feldspato potássico. A associação de **biotita ± allanita ± magnetita ± monazita ± titanita** (Figura 13 A) é reconhecida em bolsões, bandas e/ou leitos milimétricos de granulação fina a muito fina, por vezes com textura lepidoblástica, que se intercalam aos leitos ricos em quartzo e definem a foliação da rocha. No metariolito, esse estágio é mais fraco e a biotita constitui 15 a 20% da matriz da rocha. Porém, no metandesito compreende o principal e mais pervasivo estágio, resultando em biotita que perfaz de 70 a 80% da matriz dessa rocha.

Ao final desse estágio, notadamente no metariolito, a associação de **feldspato potássico ± allanita ± magnetita** (Figura 13 B) invade e substitui fases minerais preexistentes, tais como a albita ± escapolita da alteração sódica I. O feldspato potássico

nessas frentes de alteração ocorre como cristais anédricos ou como agregados de cristais de granulação fina a média e contatos interlobados a ameboides, com aspecto turvo devido à micro inclusões de hematita.

Figura 13. Características principais da alteração **potássica I** e da **silicificação II**. **A)** Minerais do grupo do epidoto (allanita, clinozoisita e epidoto) associados à biotita I no metandesito; **B)** *Front* de feldspato potássico turvo com cristais de magnetita representando potassificação I; **C)** Vênula de quartzo II paralela à foliação em metandesito e **D)** Vênula de quartzo II cortando metandesito foliado formado por biotita I com núcleos de quartzo I e pargasita. Linha tracejada azul marca a direção da foliação. **Legenda:** Bt-biotita, Qz-quartzo, Ep-epidoto, Czo-clinozoisita, All-allanita, Ap-apatita, Kfs-feldspato potássico, Mag-magnetita e Prg-pargasita.

A recorrência de **SILICIFICAÇÃO II** constitui *fronts* e cordões de substituição ou vênulas (Figura 6 H) e veios constituídos essencialmente por quartzo, que sobrepõem (Figuras 13 C) ou interceptam (Figuras 13 D) a foliação e/ou bandas da rocha, compostas por quartzo (silicificação I) e biotita (alteração potássica I). Essas vênulas ora são monominerálicas, ora são constituídas por quartzo $\pm$ apatita ou quartzo $\pm$ escapolita $\pm$ apatita $\pm$ albita.

Na sequência, o nono estágio de alteração hidrotermal é a **ALTERAÇÃO SÓDICA II**, representada pela associação de **albita $\pm$ escapolita sódica $\pm$ apatita $\pm$ magnetita $\pm$ titanita**. No metariolito, é possível observar a evolução de vênulas e veios (Figura 14 A) que alimentaram *fronts* de substituição, resultando na formação de bolsões com albita e

escapolita com granulação fina a média, que substituíram minerais hidrotermais formados em estágios prévios (alteração sódica I, silicificação I, alteração potássica I e silicificação II). Nesses bolsões ou frentes de alteração, albita com textura tabuleiro de xadrez é reconhecida (Figura 14 B).

No metandesito, esse estágio é caracterizado pela substituição mútua entre albita ↔ escapolita. A intensificação gradual da escapolitização resulta na formação de escapolita em porfiroblastos isolados (Figura 14 C), passando por cordões de cristais de escapolita concordantes com a foliação (Figura 6 I) e agregados de cristais com granulação média. Os porfiroblastos de escapolita, por sua vez, são substituídos parcialmente ou totalmente por pseudomorfos de albita desse mesmo estágio, ou esporadicamente, por feldspato potássico sericitizado da potassificação II (Figura 14 D). Bolsões e/ou agregados de albita II, com cristais de granulação média e extinção ondulante, são substituídos por *front* de escapolita. Rocha formada por albita II pervasiva foi fraturada resultando em clastos angulosos a subarredondados que foram cimentados por clorita, biotita II (Figuras 6 O e P e 14 E) ou esporadicamente por calcita (Figura 14 F). Subordinadamente, associação da alteração sódica II (albita + calcopirita + epidoto) aproveita as descontinuidades das vênulas de quartzo para injetarem na rocha. A silicificação é tanto anterior quanto posterior em relação às vênulas de albita que configuram a alteração sódica II.

Nesse estágio são comuns vênulas de albita + titanita + Cl-F-apatita + calcopirita (Figuras 6 N e 15 A, 15 E e F), que cortam o metariolito, interceptando *fronts* de alteração potássica I (feldspato potássico I + magnetita). Em imagem BSE, titanita subeuhedral fraturada apresenta zoneamento oscilatório, com regiões claras levemente empobrecidas em Ti e com Fe, e regiões escuras mais enriquecidas em Ti (Figura 15 C). Também foi verificado que microfraturas na titanita são preenchidas por mineral constituído por ferro e elementos terras raro (lantânio, cério, neodímio e ytérbio), ressaltado em composição falsa cor obtida a partir de mapeamentos composicionais (Figura 15 D). Os dados semi-quantitativos de EDS obtidos ao MEV estão disponíveis na tabela 3 e 4 do Anexo 1.

A titanita desse estágio foi datada pelo método U-Pb LA-ICP-MS por Calabrez (2015), e representa a idade da alteração sódica II, a qual a titanita está associada. No entanto, possível reconhecer a contemporaneidade entre a mineralização e a formação de titanita, já que a calcopirita preenche as mesmas vênulas e fraturas na titanita (Figura 16 A e B).

Figura 14. Detalhes da **alteração sódica II**. **A)** Vênula de escapolita cortando matriz de metariolito formada por quartzo I; **B)** Detalhe de centro de vênula formado por albita com textura tabuleiro de xadrez; **C)** Porfiroblastos de escapolita em meio a matriz do metandesito formada por biotita I; **D)** Pseudomorfos de escapolita substituídos por feldspato potássico II; **E)** Clastos angulosos de albita II cimentados por biotita II e **F)** Clastos angulosos a subarredondados de rocha formada por quartzo I + albita II cimentados por calcita. Legenda: Qz-quartzo, Bt-biotita, Cc-calcita, Scp-escapolita, Ab-albita, Kfs-feldspato potássico, Prg-pargasita, Chl-clorita e Leu-leucoxênio.

Figura 15. ETR-Titanita associada à alteração sódica II. **A)** Borda interna de veio de Albite II + ETR-Titanita + F-Cl apatita; **B)** Imagem de BSD com titanita zonada e fraturada, quadrado amarelo representa região da figura C e D; **C)** Detalhe da imagem de BSD da titanita zonada com fraturas preenchidas por Fe e mineral de ETR (lantânio, cério, neodímio e ytérbio); **D)** Imagem com composição de cores falsas RGB, obtida com uso do *software* ENVI destacando as fraturas preenchidas por Fe e mineral de ETR. Triângulo RGB indica a cor respectiva de cada elemento; **E)** Borda externa de veio de Albite II com núcleos de titanita + magnetita dentro de clorita (chamosita) e calcita cortando a albite. Quadrado amarelo representa região da imagem F e **F)** Imagem de BSD, mostrando na porção inferior titanita com ítrio. Dados semi-quantitativos de EDS dos pontos em amarelo encontram-se na tabela 3 e 4 – Anexo 1. Legenda: Chl-clorita, Ttn-titanita, Ab-albite, Cl-F-Ap-cloro flúor apatita, F-Ap-flúor apatita, Ce-celínio, Nd-neodímio, La-lantânio, Y-itrio, Mag-magnetita, Chl-clorita, Cal-calcita, Chm-chamosita e Ms-muscovita.

Figura 16. Relação de **titanita** com a **calcopirita**. **A)** Imagem de luz transmitida com agregados de calcopirita associados à titanita da alteração sódica II e **B)** Imagem de luz refletida mostrando cristal de titanita envolvida por calcopirita e com fraturas preenchidas por esse mineral. Legenda: Cpy-calcopirita, Ttn-titanita, Ab-albita, Bt-biotita, Py-pirita.

O desenvolvimento de **CLORITIZAÇÃO** com associação de **clorita ± leucoxênio** foi relativamente tardia no depósito e configura o décimo estágio de alteração hidrotermal. Esse estágio de alteração ocorre de duas formas principais: (1) no metariolito como vênulas que se ramificam, cortam e isolam núcleos e/ou bolsões de albita II, conferindo um aspecto brechoide à rocha, (2) como *fronts* de alteração seletiva que sobrepõem minerais formados em estágios prévios de alteração hidrotermal, tanto no metariolito quanto no metandesito, resultando em substituição parcial, a partir das bordas e planos de clivagens da grunerita, pargasita (Figura 12 A), biotita I (Figura 17 A), ou ainda, do feldspato potássico I com associação de epidoto. Biotita e clorita intercrescidas orientam-se ao longo da foliação milonítica (Figuras 6 L e 17 B). O leucoxênio, na forma de cordões e/ou agregados de finos cristais, está intimamente relacionado à clorita no metariolito.

O décimo primeiro evento de alteração hidrotermal caracterizado por **ALTERAÇÃO POTÁSSICA II** desenvolve-se melhor no metariolito, sendo representada por biotita verde ou feldspato potássico. **Biotita verde + magnetita** formam vênulas ramificadas que cortam e isolam núcleos constituídos por clorita, formada em estágio de alteração prévio (Figuras 17 C e D). Esporadicamente, biotita verde é cortada por clorita, indicando relação temporal inversa (Figura 17 E). Biotita II preenche fraturas que cortam porções da rocha substituída por albita II, constituindo brechas (Figura 14 E). O **feldspato potássico II** ocorre alterando e substituindo a albita II, em *fronts* de substituição conectados por vênulas, ou em vênulas isoladas que cortam a matriz da rocha metavulcânica substituída por biotita I e quartzo I (Figura 17 F).

Figura 17. Características principais da alteração **potássica II** e da **cloritização**. **A)** Leitões de clorita em meio à biotita I, ambos definindo a foliação (linha tracejada amarela); **B)** Núcleos de biotita marrom I envoltos por clorita, evidenciando substituição parcial e total; **C)** Vênula que biotita II cortando clorita em rocha formada por albita II; **D)** Núcleo de clorita + magnetita preservado em meio à biotita II; **E)** Rocha formada por biotita I sendo cordada por vênula verde de clorita que é sobreposta por vênula de biotita II mais grossa e **F)** Vênula de feldspato potássico cortando rocha formada por biotita I e quartzo I com núcleos de grunerita. Legenda: Chl-clorita, Bt-biotita, All-allanita, Mag-magnetita, Leu-leucoxênio, Ab-albita, Qz-quartzo, Kfs-feldspato potássico e Gru-grunerita.

CARBONATIZAÇÃO constitui o décimo segundo estágio de alteração hidrotermal, caracterizado pela associação de **calcita ± magnetita**. Esse evento está intimamente ligado à deformação dútil, formando vênulas, veios ou brechas (Figura 14 F), além de, esporadicamente, formar pequenos *fronts* de alteração seletiva sobre feldspato potássico (alterações potássica I e II), albita (Figura 6 C) ou escapolita (alteração sódica II). Como exemplo de deformação dútil, nas zonas de contato entre o magnetito e as rochas metavulcânicas, há intensificação de vênulas de calcita interceptando o magnetito.

Formados em estágio mais tardio e de ocorrência restrita no depósito, stilpenomelano + titanita + epidoto ocorrem como finos agregados preenchendo os espaços entre os cristais de feldspato potássico I. Epidoto de granulação fina ocorre em *fronts* de alteração seletiva de albita II e feldspato potássico I e II. Sericita também altera o feldspato potássico I e II como agregados de cristais muito finos.

Nos estágios finais de evolução do sistema mineral ocorrem ainda **vênulas** ou, mais raramente, **veios** monominerálicos (quartzo, calcita, feldspato potássico e clorita) ou constituídos por associações minerais variadas (albita + clorita; albita + leucóxênio + epidoto; albita + calcopirita + titanita + apatita; feldspato potássico + opacos; feldspato potássico + calcita; calcita + magnetita; calcita + feldspato e calcita + clorita).

Nos veios com calcita + feldspato, fraturas preexistentes são preenchidas primeiro por feldspato (albita ou feldspato potássico), que ficam restritos às bordas e, posteriormente por calcita, que sela o centro das vênulas. Em outros casos, cristais de adularia crescem da parede em direção ao centro de fraturas, que por fim são preenchidas por calcita.

Veios de albita ± epidoto, com 2 a 5 cm de espessura, interceptam a rocha composta por clorita ou por feldspato potássico. Esses veios são fraturados, resultando em brechas de falhas com clastos retangulares de albita e epidoto (Figura 6 C).

Alguns veios de albita são interceptados por biotita que preenche fraturas que fragmentam tanto a albita quanto a rocha hospedeira, ou ainda, a biotita preenche fraturas fracionais com formato sigmoide dentro dos veios de albita (Figura 6 J).

Vênulas de calcita cortam e fraturam a rocha formada por feldspato potássico (Figura 6 A), ou por clorita e biotita (Figura 7 M), resultando em clastos arredondados a angulosos, e, por vezes, ocorrem conectados a bolsões constituídos por calcita formada durante o estágio de carbonatização.

São comuns no depósito **zonas brechadas** bem desenvolvidas, onde vênulas e/ou veios de biotita, albita ou calcita cortam a rocha composta por feldspato potássico II, biotita I ou clorita. Com o início do processo de brechação, biotita ocorre em tramas de finas vênulas, com 1 a 2 mm de espessura, cortando a rocha constituída por feldspato potássico II ou albita II (Figuras 6 B e O). Em estágios mais avançados, brechas hidrotermais são

formadas por clastos retangulares e triangulares de feldspato potássico (Figura 6 S) isolados por concentrações de biotita (1 cm).

Dessa forma, os sistemas de vênulas, veios e zonas brechadas parecem ser coevos e interrelacionados aos estágios mais tardios de alteração hidrotermal pervasiva, essencialmente controlados por estruturas rúpteis, reconhecidos no depósito Borrachudo.

4.2.2 Microgabro

Nos corpos de microgabro a sequência de alteração hidrotermal observada segue: (I) alteração cálcica, (II) sódica, (III) potássica e (IV) cloritização. O microgabro hidrotermalizado é cortado por sistemas de vênulas, ora monominerálicas, ora com composição variada, formadas principalmente por calcita, clorita e albita. A sequência pode ser acompanhada pelo Quadro 2.

Quadro 2. Sequência Paragenética da alteração hidrotermal no microgabro.

[illegible]

Nos núcleos mais preservados dos diques é possível reconhecer o primeiro estágio de alteração hidrotermal representada por **ALTERAÇÃO CÁLCICA**, com associação de **actinolita + escapolita cálcica**. Os cristais de piroxênios ígneos, que não estão mais preservados, foram substituídos por actinolita, que ocorre como cristais subeuédricos a

anédricos de granulação média (~ 0,3 mm; Figura 18 A). Ocasionalmente, pseudomorfos de fenocristais, provavelmente de plagioclásio, com formato subarredondados, de 0,5 cm em média, são substituídos totalmente por actinolita (Figuras 6 D e 18 B). A escapolita cálcica, distinguida por apresentar birrefringência em cores mais altas, ocorre nas bordas dos cristais de albita (Figura 18 C e D), que compreendiam plagioclásio, mas que foram totalmente substituídos pela alteração sódica. Ainda como parte desse estágio de alteração, há formação de **clinozoisita ± epidoto**, onde clinozoisita ocorre alterando pseudomorfos de fenocristais de plagioclásio, com formato subarredondados, de 0,3 cm em média (Figura 6 D), que são bordejados por clorita, muscovita e/ou flogopita (Figura 19 C).

A formação de anfibólio de Ca e Na (pargasita) representa a interface entre a alteração sódica e a cálcica, configurando intenso *front* de substituição, com associação de **pargasita ± magnetita ± epidoto**. A pargasita ocorre como agregados de cristais subeuédricos a anédricos de granulação média (~0,3 mm) que substituem fortemente a actinolita a partir das bordas. Inclusa na pargasita, a magnetita ocorre como cristais médios (~0,4 mm) com aspecto corroído e textura tipo treliça, resultante da exsolução de lamelas de ilmenita e, posterior, alteração dessa (Figura 19 A). Agregados de finos cristais (~0,15 mm) subeuédricos de epidoto, com borda de clinozoisita, ocorrem em meio aos agregados de pargasita.

Em seguida, como segundo evento de alteração hidrotermal, tem-se **ALTERAÇÃO SÓDICA**, com **albita + escapolita sódica**.

Inicialmente há substituição do plagioclásio ígneo por albita, mantendo as relíquias da textura subofítica (Figura 8 F), com cristais euédricos a subeuédricos de granulação média (0,2 a 0,4 mm). Com a intensificação desse evento, a albita é substituída por escapolita sódica (Figura 19 A), que forma agregados de cristais médios (0,2 a 0,6 mm) subeuédricos a anédricos com contatos interlobados a ameboides. Essa substituição oblitera parcialmente as relíquias da textura blastosubofítica. Casualmente, escapolita também constitui cristais subarredondados com granulação grossa (0,2 a 1,75 cm; Figura 6 D).

O terceiro estágio de alteração hidrotermal é representado por **ALTERAÇÃO POTÁSSICA** com formação de **biotita ± magnetita**, e, esporadicamente, **feldspato potássico**. Esse estágio é marcado pela formação de biotita em agregados de cristais subeuédricos de granulação média (0,2 a 0,8 mm), em meio aos núcleos de pargasita. Magnetita como treliça também ocorre inclusa na biotita (Figura 19 B). Esporadicamente, mais próximo às bordas dos diques, feldspato potássico sericitizado altera os cristais de albita. Nessas bordas dos diques é notória a intensificação das alterações hidrotermais que formam pargasita e biotita (Figura 19 B).

O quarto estágio de alteração hidrotermal é representado por fraca **CLORITIZAÇÃO**. Clorita + leucóxênio alteram tanto a biotita quanto a pargasita. Essa associação mineral

também ocorre ao redor de vênulas de calcita, e dos fenocristais de plagioclásio que foram substituídos por actinolita e clinozoisita.

Sistemas de vênulas são comuns, incluindo aquelas monominerálicas (quartzo ou feldspato potássico) a constituídas por associações variadas (calcita + clorita; calcita + fluorita + clinozoisita (Figura 19 D); clorita + epidoto; albita + calcita + clorita; albita + leucoxênio; albita + clorita + leucoxênio e albita + clorita + magnetita + calcita e calcita + actinolita (Figura 7 G).

Figura 18. Estágios de **alterações hidrotermal no microgabbro.** **A)** Núcleos de actinolita preservados dentro de pargasita; **B)** Pseudomorfos de fenocristais de plagioclásio substituídos por actinolita e envoltos por clorita e escapolita; **C)** Albita substituída a partir das bordas por escapolita cálcica, com polarizadores descruzados e **D)** Par da foto C com polarizadores cruzados. Legenda: Prg - pargasita, Ab - albita, Act - actinolita, Ca-Scp – escapolita cálcica, Chl - clorita.

Figura 19. Estágios de **alterações hidrotermais** no **microgabro**. **A)** Magnetita em textura treliça incluída em pargasita; **B)** Biotita marrom com inclusão de magnetita em treliça, ambas envoltas por pargasita; **C)** Pseudomorfo de fenocristal de plagioclásio substituído por clinozoisita e actinolita e envolto por muscovita e clorita e **D)** Vênulas de fluorita e clinozoisita cortando escapolita. Seta amarela indica a fluorita e a vermelha a clinozoisita. **Legenda:** Prg-pargasita, Na-Scp – escapolita sódica, Mag-magnetita, Bt-biotita, Czo-clinozoisita, Ms-muscovita e Fl-fluorita.

4.3 Mineralização cuprífera

O minério de cobre do depósito Borrachudo ocorre como corpos subverticais ramificados com espessura variável, de 5 a 38 metros (Figura 5). Esses corpos interceptam o pacote de rochas metavulcânicas, com destaque para o metariolito, e comumente são cortados pelos diques de microgabro.

Nos esquemas dos testemunhos de sondagens descritos (Figura 6 e 7), devido ao maior nível de detalhe, é possível averiguar que a sondagem FD-45 interceptou a zona de minério mais expressiva, e as sondagens SR-29 e FD-08 apresentam em comum zona mineralizada ao redor dos diques de microgabro. A ocorrência contínua da mineralização cuprífera apresentou espessura entre 3 a 25 metros.

O minério ocorre de dois modos principais: (1) um menos expressivo, associado à estruturação dúctil, com sulfetos disseminados ou mais raramente orientados segundo a foliação e (2) o mais expressivo, associado à estruturação rúptil, vinculado com o

desenvolvimento de sistemas de vênulas, veios isolados e brechas. Quando o minério ocorre orientado segundo a foliação, está associado a quartzo I, nos demais modos de ocorrências, o minério cuprífero relaciona-se a estágios tardios de alteração hidrotermal como silicificação II, alteração sódica II, potassificação II (feldspato potássico) e carbonatização.

Calcopirita é o mineral de minério mais comum no depósito Borrachudo, perfazendo 85% a 90% do minério cuprífero. As fases minerais subordinadas (5 a 10%) correspondem à magnetita, pirita, siegenita e cobaltita e, menos comumente, (< 1%) à galena, anglesita, uraninita rica em chumbo, variedades de thorita e possivelmente Y-Nioboaeschnynita.

4.3.1 Mineralização cuprífera associada à deformação dúctil

Subordinadamente no depósito são encontrados finos leitos de calcopirita orientados, concordantes à foliação milonítica. Na figura 20 A é possível observar agregados de finos cristais de calcopirita compondo estreitos cordões, que estão orientados segundo a foliação e associados a quartzo I, junto ao metariolito.

Mais comumente, os sulfetos também ocorrem disseminados, ora como uma mineralização mais fraca, desenvolvendo finas bandas (0,5 a 1,5 cm de espessura) levemente orientadas junto à foliação das rochas metavulcânicas (Figura 20 B), ora como uma mineralização moderada a forte, sem orientação preferencial (Figura 20 C).

O mineral de ganga mais comum associado à mineralização disseminada é a albita, pertencente à alteração sódica II. Ela ocorre preferencialmente como um halo em torno dos cristais de calcopirita. De forma subordinada também ocorrem allanita ± epidoto envolvendo agregados de calcopirita (Figura 21 A e B).

Quando a calcopirita que está associada com a albita II ocorre em rocha metavulcânica com pargasita + actinolita, o sulfeto comumente envolve anfibólios (Figura 11 C e D). Nessa configuração, siegenita ocorre associada à calcopirita, na forma de cristais anédricos com fraturas em padrão irregular, por vezes preenchidas por violarita. Calcopirita também apresenta inclusões de cobaltita como cristais euédricos e, mais raramente, micro inclusões de Ce-La-allanita (Figura 21 C a F). Os dados semi-quantitativos de EDS obtidos ao MEV estão disponíveis na tabela 5 do Anexo 1.

4.3.2 Mineralização cuprífera associada à deformação rúptil

Dentre as estruturas rúpteis, o desenvolvimento de vênulas e veios isolados e sistemas de vênulas ramificadas, por vezes constituindo zonas de *stockwork*, são o modo de ocorrência mais comum da mineralização cuprífera. As estruturas venulares estão associadas a todos os estágios mais tardios de alteração hidrotermal, silicificação II, alteração sódica II, alteração potássica II e carbonatização.

Figura 20. Modos de ocorrência do minério cuprífero; A) Cordões finos de calcopirita concordantes à foliação em metariolito (setas vermelhas indicam fenocristais de quartzo, linha vermelha tracejada marca a foliação); **B)** Bandas de minério disseminado fraco em metariolito (setas vermelhas indicam fenocristal de quartzo azul); **C)** Calcopirita em *fronts* de substituição controlados pela foliação e por estruturas; **D)** Agregados de cristais de pirita formando cordão associado a calcopirita; **E)** Vênula de calcita com bordas com calcopirita e **F)** Minério disseminado sendo cortado por vênula de feldspato potássico II. Legenda: Py-pirita, Cpy-calcopirita, Ab-albita, Qz-quartzo, Cal-calcita e Kfs-feldspato potássico.

Em relação às vênulas e veios isolados, é mais comum que o minério esteja relacionado à silicificação II e carbonatização (Figura 6 E), ocorrendo de duas formas principais: (1) como veios com núcleo mineralizado e paredes compostas por quartzo ou calcita, onde fraturas abertas foram preenchidas inicialmente por mineral de ganga e posteriormente por sulfetos (Figura 6 R); ou como (2) veios e/ou vênulas de brecha, compostos por quartzo e/ou calcita, que foram fraturados e cimentados por sulfetos (Figura 7C e H e 18 E).

Para o estudo de inclusões fluidas, utilizou-se uma amostra de veio de quartzo mineralizado (FD-08 180,60), onde o quartzo II é sin-mineralização, e outra de veio de brecha (FD-45 133,10 figura 7 C), com quartzo II pré-mineralização. No interior do veio de quartzo mineralizado, formam-se agregados de cristais finos a médios (0,1 a 0,4 mm) de apatita, cimentados por feldspato potássico, como bolsões, que são envoltos por calcopirita e pirita (Figura 22 A e B).

Figura 21. Características do **minério disseminado**. **A)** Agregados de calcopirita com halo de albita II; **B)** Agregado de calcopirita envolto por allanita com fina borda de epidoto **C)** Siegenita anédrica e fraturada inclusa em calcopirita; **D)** Imagem de BSD detalhando a siegenita com fraturas preenchidas por violarita, e microinclusões de allanita na calcopirita; **E)** Cobaltita inclusa em calcopirita; **F)** Imagem de BSD mostrando cristal euédrico de cobaltita. Dados semi-quantitativos de EDS dos pontos em amarelo encontram-se na tabela 5 – Anexo 1. Legenda: Ab-albita, Kfs-feldspato potássico, Cpy-calcopirita, Bt-biotita, Ep-epidoto, All-allanita, Sieg-siegenita, Viol-violarita e Cob-cobaltita.

Os sistemas de vênulas ramificadas, que por vezes desenvolvem zonas de *stockwork*, apresentam-se corriqueiramente junto a feldspato potássico da alteração potássica II (Figura 7 I) ou a albita da alteração sódica II (Figura 6 K).

Mesmo quando a mineralização ocorre associada a feldspato potássico, ainda assim a albita constitui filmes envolvendo os agregados de calcopirita (Figura 22 C). Nesses casos, junto ao sulfeto estão associados cristais finos de epidoto, allanita, titanita, Cl-F-apatita, além de inclusões de siegenita, pirita, cobaltita e Pb-uraninita (Figura 22 C a F). Os dados semi-quantitativos de EDS obtidos ao MEV estão disponíveis na tabela 6, 7 e 8 do Anexo 1. Há uma relação temporal entre a formação de calcopirita e a alteração potássica II, onde além de evidências de formação concomitante calcopirita e feldspato potássico, vênulas de feldspato potássico II também cortam o minério disseminado (Figura 20 F).

Com a intensificação da mineralização é possível observar o desenvolvimentos de zonas de brechas que evoluem para zonas de minério maciço (Figura 7 D e E). Nas zonas de brecha, o minério ocorre cimentando os clastos compostos pelas rochas metavulcânicas e as alterações sobrepostas a essas rochas. Nas zonas de brecha, a calcopirita cimenta os clastos de rochas metavulcânicas e de fases minerais formadas em estágios de alteração sobrepostos a essas rochas. Nas zonas de minério maciço são observadas maiores quantidades de magnetita, variando de 5 a 10% do volume do minério. Esse mineral ocorre principalmente como cristais grossos, de 1 a 2 mm, subeuédricos e com bordas corroídas (Figura 23 A). Em menor quantidade também estão presentes cristais finos (0,1 a 0,15 mm) de magnetita lamelar, provavelmente musketovita - hematita substituída por magnetita (Figura 23 B).

Através de mapeamento ao MEV (tabela 9 – Anexo 1), foi possível identificar nessas zonas, microinclusões de 6 a 25 μm , de galena, thorita e Y-nioboaeschnynita $[(Y,RE)Ca,Th,Fe](Nb,Ti,Ta)_2(O,OH)_6$. As fases mais ricas em tório, que constituem thorita, apresentam substituições por ítrio, ferro, cálcio, estanho e elementos terras raras leves (cério e neodímio), além de urânio e chumbo, que muito provavelmente são produtos de decaimento radioativo. Dentre essas variações foram reconhecidas: Fe-Y-Nd-U-Ce-Ca-thorita; U-Fe-Y-Pb-Sn-thorita; Fe-U-Y-Nd-Ce-Ca-thorita e U-Y-Fe-Ca-thorita (Figura 23 C).

Figura 22. Minério associado à estruturação rúptil – veios e vênulas. A) Imagem de luz transmitida com polarizadores cruzados, mostrando agregado de cristais de apatita em veio de quartzo mineralizado; **B)** Imagem de BSD destacando agregado de apatita envolto por calcopirita, com apatita cimentada por feldspato potássico; **C)** Imagem de luz transmitida com calcopirita associada a feldspato potássico II. Um filme de albita separa esses dois minerais; **D)** Imagem de BSD detalhando os finos cristais subeuédricos a anédricos de titanita, La-Ce-Nd-allanita e F-Cl-apatita e Cl-apatita, que ocorrem junto do minério; **E)** Imagem de luz refletida com calcopirita disseminada com inclusões de segenita e pirita; **F)** Imagem de BSD detalhando calcopirita associada à epidoto com borda de Ce-Nd-La-allanita, e inclusões de siegenita e Pb-uraninita na calcopirita. Dados semi-quantitativos de EDS dos pontos em amarelo encontram-se na tabela 6, 7 e 8 – Anexo 1. Legenda: Qz-quartzo, Ap-apatita, Kfs-feldspato potássico, Cpy-calcopirita, Ttn-titanita, Ab-albita, All-allanita, Py-pirita, Sieg-siegenita e Ep-epidoto.

Figura 23. Minério maciço. **A)** Imagem em luz refletida mostrando cristal subeuédrico de magnetita incluído em calcopirita com pirita; **B)** Imagem luz refletida com musketovita associada ao minério cuprífero (setas vermelhas) e **C)** Imagem de BSD mostrando micro inclusões de thorita. O cristal de cima possui composição de U-Y-Fe-Ca-thorita, e o de baixo Fe-U-Y-Nd-Sn-Ca-thorita. Dados semi-quantitativos de EDS das thoritas encontram-se na tabela 9 – Anexo 1. Legenda: Cpy-calcopirita, Py-pirita, Mag-magnetita e Thr-thorita.

5. INCLUSÕES FLUIDAS

O estudo de inclusões fluidas foi realizado em duas amostras de quartzo, formado no 1º e 2º estágios de silicificação, associados à mineralização cuprífera. A primeira amostra (FD-45 133,10 figura 7 C e 24 A) representa uma **brecha**, com clastos de quartzo com 0,5 a 1,5 cm, cimentados por calcopirita, refletindo formação do quartzo pré-mineralização. A segunda amostra (FD-08 180,60 figura 24 C e D) corresponde a um **veio** de 3 a 5 cm, com núcleo de calcopirita + pirita e bordas de quartzo, indicando que a cristalização do quartzo foi sin-mineralização. As características das inclusões fluidas de distintas assembleias de inclusões fluidas é apresentada no Anexo 2.

Figura 24. Amostras com inclusões fluidas estudadas em microtermometria. **A)** Brecha mineralizada (amostra FD-45 133,10); **B)** Seção transversal do veio mineralizado (amostra FD-08 180,60) e **C)** Porção superior do veio mineralizado (amostra FD-08 180,60). Legenda: Cpy-calcopirita, Qz-quartzo, Mgt-magnetita e Chl-clorita.

5.1 Assembleias de Inclusões Fluidas

Na amostra da **BRECHA MINERALIZADA** (FD-45 133,10) foi caracterizada a primeira assembleia de inclusões fluidas (**FIA 1 - fluid inclusions assembly**), que está hospedada em quartzo pré-mineralização, formado durante estágio de silicificação I. Nas imagens de catodoluminescência (CL; Figura 25 A), o quartzo que hospeda a FIA 1, apresenta fraca CL marrom a cinza. Essa geração de quartzo é cortada por quartzo tardio com intensa CL amarelo alaranjado, coevo à brechação e à formação de calcopirita.

Figura 25. Imagens de catodoluminescência das gerações de quartzo que hospedam as inclusões fluidas. **A)** Imagem de quartzo pré-mineralização (FIA 1 – Brecha mineralizada) com cor de CL homogênea cinza a marrom, cortado por fraturas preenchidas por quartzo com intensa CL amarela a castanho. Círculo em amarelo indica posição do campo 1 (FIA 1). Regiões escuras no canto inferior direito da imagem são compostas por minério cuprífero; **B)** Imagem de quartzo sin-mineralização (FIA 2 – Veio mineralizado) com fraca CL cinza azulado, envolvendo cristais de albita, apatita e calcopirita. Círculo em amarelo indica posição do campo 3 (FIA 2). Legenda: Cmp = campo, Cpy = calcopirita, Ap = apatita, Ab = albita.

Na FIA 1 foram selecionados três campos (Figuras 26 e 27) contendo inclusões primárias, de composição aquosa, aquocarbônica ou essencialmente carbônica, que foram classificadas (Tabela 1) nos tipos a seguir:

Tipo 1 - Inclusões aquosas bifásicas (L-V): Apresentam formas diversas, mas são principalmente ovais ou apresentam forma de cristais negativos, com fase vapor variando de 10-25 % do volume, com moda principal de 15 e 18% (Figura 27 B).

Tipo 2 - Inclusões aquosas trifásicas (subtipo 2A: L-V-S) e multifásicas (subtipo 2B: L-V-nS): **Subtipo 2A** exibe inclusões em formato de cristais negativos, irregulares, compridos ou ovais. Os sólidos representam 5-20% do volume das inclusões, e têm formato principalmente arredondado, mas ocorrem ainda com formato cúbico, ovais ou irregulares (Figura 26 B e C, 27 C e D). **Subtipo 2B** contém inclusões com morfologia principalmente oval, mas também irregulares e compridos; as fases sólidas (duas a quadro) compõem 15-75% do volume das inclusões e exibem formato redondo, cúbico, retangular e/ou oval (Figura 26 A e C e 27 D).

Tipo 3 - Inclusões aquocarbônicas (subtipo 3A: $L_{H_2O}-L_{CO_2}$) e aquocarbônicas com sólidos (subtipo 3B: $L_{H_2O}-L_{CO_2}-S$): **Subtipo 3A** abrange inclusões ovais com 47 a 70 % do volume correspondendo a gás carbônico líquido (Figura 26 B e 27 A e C). **Subtipo 3B** exibe inclusões com formato de cristal negativo ou redondo, com sólidos com morfologia arredondada que perfazem 5-25% de volume e com gás carbônico líquido preenchendo 45-73% do volume.

Tipo 4 - Inclusões essencialmente carbônicas, monofásicas (L_{CO_2}): apresentam inclusões fluidas com formato oval ou redondo, com gás carbônico líquido perfazendo 99 - 100% do volume da inclusão fluida.

Tabela 1. Características principais das inclusões que compõem a FIA 1.

FIA 1 (Brecha mineralizada)					
Tipo	Fases a 25°C	Morfologia das IF	% Volume		Forma principal dos sólidos
			Fase vapor	Fase sólida	
1	L-V	Cristal negativo e oval	10 a 25	-	-
2A	L-V-S	Cristal negativo e irregular	5 a 30	5 a 20	redondo
2B	L-V-S II a IV	oval	7 a 25	15 a 75	redondo
3A	$L_{H_2O}-L_{CO_2}$	oval	47 a 70	-	-
3B	$L_{H_2O}-L_{CO_2}-S$	Cristal negativo e redonda	45 a 73	5 a 25	redondo
4	L_{CO_2}	oval e redonda	99 a 100	-	-

Figura 26. Esquema representado **campo 1 da FIA 1** (Brecha Mineralizada). Círculo em amarelo abrange região aquecida. Inclusões fluidas indicadas com número azul possuem gás-carbônico. **A)** Fotomicrografia de inclusão fluida do tipo 2B (L-V-S III), notar sólido retangular escuro e sólido quadrado levemente brilhante; **B)** Fotomicrografia das inclusões fluidas dos tipos 3A (L_{H2O}-L_{CO2}) e 2A (L-V-S); **C)** Fotomicrografia de inclusões dos tipos 2A (L-V-S) e 2B (L-V-S IV).

Figura 27. Esquema representado **campo 2 e 3 da FIA 1** (Brecha Mineralizada). Círculo em amarelo abrange região aquecida. Inclusões fluidas indicadas com número azul possuem gás-carbônico. **A)** Fotomicrografia de inclusão fluida do tipo 3A ($L_{H_2O}-L_{CO_2}$); **B)** Fotomicrografia de inclusões fluidas do tipo 1 (L-V); **C)** Fotomicrografia de inclusões dos tipos 2A (L-V-S) e 3A ($L_{H_2O}-L_{CO_2}$); **D)** Fotomicrografia de inclusões dos tipos 2A (L-V-S) e 2B (L-V-S II).

A amostra do **VEIO MINERALIZADO** (FD-08 180,60) compreende a segunda assembleia de inclusões fluidas (FIA 2), que estão hospedadas em quartzo sin-mineralização, formado com a silicificação II. Em imagens de catodoluminescência (Figura 25 B), o quartzo II exibe cor azul, com núcleos mais escuros e os limites dos cristais com CL mais intensa. Ocorrem também pontos isolados de cor azul claro, que provavelmente, representam micro inclusões de apatita.

Na FIA 2 foram selecionados quatro campos (Figuras 28 e 29) com inclusões fluidas primárias de composição aquosa, classificadas (Tabela 2) nos tipos a seguir:

Tipo 1 (inclusões aquosas bifásicas: L-V): apresentam principalmente formato retangular e oval, podendo ser também irregulares ou triangulares, com volume da fase vapor variando de 10-25%, com moda principal em 15% (Figura 29 C).

Tipo 2 (inclusões aquosas trifásicas: L-V-S): corresponde ao tipo mais comum na FIA 2. As inclusões fluidas exibem formatos irregular, oval, cristal negativo ou retangular. A fase sólida perfaz 3-60% do volume, com moda principal em 10 e 15%, e apresenta hábito cúbico, irregular, redondo, oval ou retangular (Figuras 28 B a D e 29 A).

Tipo 3 (inclusões aquosas multifásicas: L-V-nS): é o segundo tipo mais comum de inclusão na FIA 2, apresentando principalmente hábito irregular, além de ocorrerem também com formato oval e retangular. Os sólidos (de dois a cinco) compõem 5-70% do volume das inclusões, com moda principal em 15%, e exibem formatos diversos: cúbico, oval, redondo, retangular e irregular (Figuras 28 A, 29 A e B).

Tabela 2. Características principais das inclusões que compõem a FIA 2.

FIA 2 (Veio mineralizada)					
Tipo	Fases (25°C)	Morfologia das IF	% Volume		Hábito dos sólidos
			Fase vapor	Fase sólida	
1	L-V	retangulares e ovais	10 a 25	-	-
2	L-V-S	irregulares e ovais	5 a 30	3 a 60	cúbico
3	L-V-S II a V	irregulares	5 a 20	5 a 70	cúbico

Figura 28. Esquema representando os **campos 1 e 2 da FIA 2** (Veio Mineralizado). **A)** Fotomicrografia de inclusões fluidas do tipo 3 (L-V-S II), notar sólido cúbico com tom brilhante na IF 1; **B); C) e D)** Fotomicrografias de inclusões fluidas do tipo 2 (L-V-S).

Figure 29. Esquema representado campos 3 e 4 da FIA 2 (Veio Mineralizado). Círculo em amarelo abrange região aquecida. **A)** Fotomicrografia de inclusões fluidas do tipo 2 (L-V-S) e 3 (L-V-S IV), notar sólidos finos de cor laranja na IF 1; **B)** Fotomicrografia de inclusão fluida do tipo 3 (L-V-S III); **C)** Fotomicrografia de inclusões fluidas do tipo 1 (L-V).

Na amostra do veio mineralizado (FD-08 180,60) foram também identificadas inclusões fluidas trifásicas (L-V-S) maiores (Figuras 30 A e B), variando de 20 a 40 μm , com morfologia irregular a cristais negativos, que estavam dispostas em uma trilha dentro de um cristal de quartzo, configurando inclusões pseudossecundárias. As características mais marcantes dessas inclusões é a presença de sólidos, com formato aproximadamente cúbico, que compõem 80 a 90 % do volume das inclusões e que invariavelmente apresentavam birrefringência em tons de verde a azul (Figura 30 B).

A fim de identificar tais sólidos análises de microRaman e de MEV foram efetuadas, porém sem sucesso, devido possivelmente a profundidade de aprisionamento de tais inclusões no quartzo.

Figura 30. Imagens das inclusões com **sólidos grandes**. **A)** Inclusão fluida com sólido cúbico ocupando 80% do volume, e fase líquida representada por um pequeno menisco entre o sólido e a parede da inclusão; luz transmitida e polarizadores descruzados e **B)** Inclusões fluidas com sólidos grandes apresentando birrefringência verde com luz transmitida e polarizadores cruzados. Legenda: L = fase líquida, V = fase vapor e S = fase sólida.

5.2 Microtermometria

As tabelas 3 e 4 contém o sumário dos dados microtermométricos, sendo que os dados completos estão disponíveis no Anexo 3.

5.2.1 Medidas Microtermométricas de Baixa Temperatura

Nas medidas microtermométricas de baixa temperatura foram observados duas mudanças principais na fase líquida, a temperatura de fusão inicial, próxima à do ponto eutético (T_e), que significa a primeira gota de líquido a se formar com o descongelamento, a partir da troca de calor com a temperatura ambiente, e a temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) que representa a fusão do último cristal de gelo. Essas medidas são importantes, pois a T_e reflete a composição química do sistema, com faixas de valores definidos a partir de

sistemas estudados experimentalmente por vários pesquisadores (Tabela 5), enquanto a Tfg pode ser correlacionada com a salinidade. Na tomada das medidas, as inclusões fluidas foram resfriadas individualmente até aproximadamente -140 °C, ou até a observação de uma pequena contração da fase gasosa e consequente expansão da fase líquida devido à formação de gelo, garantindo assim o congelamento da inclusão.

Temperatura do Eutético (Te)

Na FIA 1, caracterizada na brecha mineralizada com inclusões fluidas primárias hospedadas em quartzo I (pré-mineralização), foram obtidas 64 medidas de temperatura do ponto eutético (Te), que variaram entre -98,9 °C a -54,9 °C, com moda principal entre -85 °C a -75 °C. Na figura 31 A e C é possível observar que os valores de Te das inclusões do tipo 1 (bifásicas = -98,9 °C a -66,5 °C) e 2A (trifásicas = -95,1 °C a -54,9 °C) distribuem-se em um intervalo maior que aqueles das inclusões do tipo 2B (multifásicas = -99,7 °C a -78,1 °C), que apresentam apenas temperaturas de Te menores.

Na FIA 2, identificada no veio mineralizado com inclusões fluidas primárias hospedadas em quartzo II (sin-mineralização), foram feitas 97 medidas de temperatura do ponto eutético (Te) que variaram de -94,6 °C a -45,6 °C, com moda em -75°C (Figura 31 B e C). Nessa amostra a distribuição dos valores de Te em relação ao tipo de inclusão fluida é ainda mais homogênea, porém as inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas) concentram seus valores de Te entre -84,1 °C a -69,2 °C.

Nas duas amostras, os valores baixos (-98,9°C a -45,6°C) para as temperaturas do ponto eutético não são condizentes com sistemas simples (H₂O-NaCl), evidenciando a participação de outros componentes, além do NaCl, no sistema. De acordo com dados experimentais de vários autores (Borisenko 1978, Roedder 1984 e Davis *et al.*, 1990), reportados na tabela 5, esses baixos valores de Te podem refletir a presença de cátions divalentes, tais como cálcio e magnésio (NaCl-CaCl₂-H₂O com Te metaestável observado = -90°C; NaCl-MgCl₂-H₂O com Te metaestável = -80), ou lítio (LiCl-CaCl₂-H₂O com Te estável = -78°C). A presença e/ou mistura desses sais poderia explicar os baixos valores de temperatura do ponto eutético, sendo bastante provável a presença de CaCl₂ no sistema estudado, além de outros íons como mostra a análise dos sólidos por MEV, discutida posteriormente.

Tabela 3. Sumário dos dados microtermométricos das inclusões aquosas das FIAs 1 e 2 (brecha e veio mineralizado)

FIA	Tipo	Fases (25°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Th L-V (°C)	Th L-S (°C)	Tht (°C)	Dens. Total (g/cm ³)	Salin. (% peso equiv. NaCl)
1 -Brecha (quartzo pré-mineralização)	Tipo 1	Bifásicas (L-V)	-98,9 a -66,5	-37,5 a -0,1	164,5 a 281,1	-	= Th L-V	0,78 a 1,15	0,23 a 31,89
	Tipo 2A	Trifásicas (L-V-S)	-95,1 a -54,9	-38,1 a -0,3	169,4 a 208,6	295,9 a 507,3	= Th L-S	1,18 a 1,41	37,85 a 60,78
	Tipo 2B	Multifásicas (L-V-nS)	-99,7 a -78,1	-44,5 a -1,5	164,9 a 207,7	302 a 492,4	302 e 492,4	1,19 e 1,39	38,32 e 58,74
2 -Veio (quartzo sin-mineralização)	Tipo 1	Bifásicas (L-V)	-84,1 a -69,2	-24,5 a -4,1	140 a 298,5	-	= Th L-V	0,90 a 1,09	6,68 a 27,73
	Tipo 2	Trifásicas (L-V-S)	-93,1 a -57,0	-46,4 a -2,9	110,7 a 297,4	170,9 a 318,1	= Th L-S	1,15 a 1,22	30,52 a 39,61
	Tipo 3	Multifásicas (L-V-nS)	-80,3 a -45,6	-39,8 a -2,3	117 a 196,9	184,4 a 428,0	>600	1,15 a 1,27	31,12 a 42,93

Tabela 4. Sumário dos dados microtermométricos das inclusões aquocarbônicas e carbônicas da FIA 1 (brecha mineralizada)

FIA 1 (Brecha)	Tipo	Fases (25°C)	Vol. CO ₂ (%)	Tf CO ₂	Tf Cl	Th CO ₂	Dens. CO ₂ (g/cm ³)	Dens. Total (g/cm ³)	Salin. (% peso NaCl)
(quartzo pré-mineralização)	Tipo 3A	Bifásica (L _{H2O} - L _{CO2})	47 a 70	-60 e -59,8	-13,4 a -12,6	1 a 15,2	0,82 a 0,92	0,87 a 0,92	29,04
	Tipo 3B	Trifásica (L _{H2O} - L _{CO2} - S)	45 a 73	-59,9 a -59,7	-13 e -12,1	8,2 e 14,6	0,82 e 0,87	0,88 a 0,92	29,04
	Tipo 4	Monofásica (L _{CO2})	~ 100	-60,1 a -59,4	-	-7,7 a 13,5	0,83 a 0,97	0,83 a 0,97	-

Figura 31. Histogramas de frequência de **temperatura do ponto eutético (Te)**. **A)** Te da FIA 1 (brecha mineralizada) com inclusões do tipo 1 – bifásicas (L-V), tipo 2A – trifásicas (L-V-S) e tipo 2B – multifásicas (L-V-nS); **B)** Te da FIA 2 (veio mineralizado) com inclusões do tipo 1 – bifásicas (L-V), tipo 2 – trifásicas (L-V-S) e tipo 3 – multifásicas(L-V-nS); **C)** Histograma comparando as Te da FIA 1 (em tons de vermelho) e da FIA 2 (em tons de azul).

Tabela 5. Temperatura do ponto eutético para diversos sistemas aquosos. 1- Davis *et al.* (1990), 2- Linke (1965) *apud* Roedder (1984), 3- Borisenko (1978).

SISTEMA	Diminuição da Temperatura do Eutético (°C) ----->			
NaCl-H₂O ⁽¹⁾	estável	-21,2		
	metaestável		-28	
	observado	(-21,1 a -21,2)	(-28 a -35)	
NaCl-CaCl₂-H₂O ⁽¹⁾	estável		-52	
	metaestável			-70
	observado		(-47 a -53)	(-70 a -85) -90
NaCl-MgCl₂-H₂O ⁽¹⁾	estável		-35	
	metaestável		(-37 a -55)	-80
	observado		(-33 a -40) (-45 a -50)	(-70 a -80)
NaCl-KCl-H₂O ⁽¹⁾	estável	-22,9		
	metaestável		-28	
	observado	(-23,0 a -23,4)		
AlCl₃-H₂O ⁽²⁾	estável		-55	
	metaestável			
	observado			
NaCl-CaCl₂-MgCl₂-H₂O ⁽¹⁾	estável		-57	
	metaestável			
	observado			
NaCl-FeCl₂-H₂O ⁽³⁾	estável		-37	
	metaestável			
	observado			
NaCl-CaCl₂-FeCl₂-H₂O ⁽³⁾	estável			
	metaestável		(-49 a -64)	
	observado			
LiCl-CaCl₂-H₂O ⁽³⁾	estável			-78
	metaestável			
	observado			

Temperatura de Fusão do Gelo (Tfg)

Na FIA 1 (brecha mineralizada), os valores da temperatura de fusão do gelo distribuem-se em amplo intervalo, desde -44,5 °C a -0,1 °C. No histograma da figura 32 A é possível observar três populações principais, a primeira com valores de Tfg mais baixos entre -40°C a -35°C (10 medidas), a segunda com 20 medidas de Tfg na faixa de -30°C a -20°C, e a terceira também com 20 medidas de Tfg mais alta, em intervalo restrito de -5°C a 0°C. Apesar de relativa distribuição homogênea dos valores de Tfg segundo os tipos de inclusões, as do tipo 2B (multifásicas) possuem valores de Tfg mais baixos.

Na FIA 2 (veio mineralizado), os valores da temperatura de fusão do gelo também são bem variáveis (-46 °C a -2,3 °C). Os valores de Tfg apresentam, contudo, distribuição bimodal (Figura 32 B), com modas em -35 °C e em 0 °C, sendo que ambos os picos são constituídos principalmente por inclusões do tipo 2 (trifásicas). Pelo histograma (Figura 32 C) e gráfico de dispersão (Figuras 33 A e B) é possível notar que as inclusões do tipo 1 (bifásicas) apresentam valores mais elevados de Tfg (-24,5 °C a -4,1 °C), o que é condizente com o esperado, por possuírem salinidade mais baixas, já que não apresentam sólido de saturação.

Nos diagramas de dispersão *Te versus Tfg* (Figura 33) é possível observar que as inclusões fluidas hospedadas em quartzo pré-mineralização (FIA 1 - Figura 33 A) independente do tipo, refletem ampla variação dessas duas variáveis, embora seja possível a observação de dois campos ou agrupamentos principais: grupo I (valores de *Te* amplo e *Tfg* restrito: $-99,7 \leq Te (^{\circ}C) \leq -64$ e $-7,7 \leq Tfg (^{\circ}C) \leq -1,8$), localizando-se na porção superior do gráfico e; grupo II (ampla variação dos valores de *Te* e *Tfg*): com intervalos de $-89,9 \leq Te (^{\circ}C) \leq -54,9$ e $-18,8 \leq Tfg (^{\circ}C) \leq -44,5$.

Os valores de *Te* e *Tfg* das inclusões fluidas hospedadas em quartzo sin-mineralização (FIA 2 - Figura 33 B) são um pouco menos dispersos e também definem dois agrupamentos principais: Grupo I (valores de *Te* amplo e *Tfg* restrito: $-2,3 \leq Te (^{\circ}C) \leq -56,5$; $-18 \leq Tfg (^{\circ}C) \leq -3,9$), localizando-se na porção superior do gráfico e; grupo II (valores menos dispersos de *Te* e *Tfg*): compreende uma área mais restrita com inclusões trifásicas e multifásicas, tipos 2 e 3 respectivamente, com intervalos de $-88,9 \leq Te (^{\circ}C) \leq -75,7$ e $-22,8 \leq Tfg (^{\circ}C) \leq -42,1$.

Figura 32. Histogramas de frequência de **temperatura de fusão do gelo (Tfg)**. **A)** Tfg da FIA 1 (Brecha mineralizada) com inclusões do tipo 1 – bifásicas, tipo 2A – trifásicas e tipo 2B – multifásicas; **B)** Tfg da FIA 2 (Veio) com inclusões do tipo 1 – bifásicas, tipo 2 – trifásicas e tipo 3 - multifásicas **C)** Histograma comparando as Tfg da FIA 1 (em tons de vermelho) e da FIA 2 (em tons de azul).

Figura 33. Diagramas de dispersão bivalentes mostrando as **relações de Te e Tfg**. **A)** Te vs. Tfg da FIA 1 (Brecha mineralizada) para inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas), 2A (trifásicas) e 2B (multifásicas); **B)** Te vs. Tfg da FIA 2 (Veio mineralizado) para inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas), 2 (trifásicas) e 3 (multifásicas). Legenda: Linhas verticais tracejadas indicam Te dos sistemas: NaCl-CaCl₂-H₂O e NaCl-MgCl₂-H₂O (Davis *et al.*, 1990), LiCl-CaCl₂-H₂O (Borisenko 1978) e AlCl₃-H₂O (Linke 1965 *apud* Roedder 1984) com O = Te metaestável observado, M = Te metaestável e E = Te estável.

Temperatura de Fusão do Gás Carbônico (TfCO₂) e do Clatrato (Tfcl)

Nas inclusões fluidas aquo-carbônicas e carbônicas, que foram observadas exclusivamente na amostra da brecha mineralizada (FIA 1), foram medidas a temperatura de fusão do gás carbônico (Tfco₂) e do clatrato (Tfcl).

Os valores de Tfco₂ distribuem-se entre -61,1 °C a -59,4 °C nas inclusões carbônicas (tipo 4) e entre -60,0 °C e -59,8 °C nas aquocarbônicas (tipos 3A e 3B; Figura 34 A). Em sistema puro de gás carbônico, o valor de Tfco₂ é bem específico (Tfco₂ puro = -56,6°C), sendo documentado e designado na literatura. Em situações onde Tfco₂ são mais altas, a proposição mais comum é a presença de outras fases gasosas misturadas ao CO₂, tais como metano (CH₄), nitrogênio (N₂) ou dióxido de enxofre (SO₂), porém as análises de MicroRaman não identificaram nenhuma fase junto ao CO₂.

As Tfcl foram observadas nas inclusões aquo-carbônicas (tipo 3A e 3B) e apresentam valores restritos, entre -13°C a -12,1°C Figura 34 B.

Figura 34. Histogramas de frequência das medidas de **baixa temperatura relacionadas ao gás carbônico** em inclusões fluidas trifásicas (tipo 3A) e multifásicas (tipo 3B). **A)** Variação das temperaturas de fusão do CO₂; **B)** Variação das temperaturas de fusão do clatrato.

5.2.2 Medidas Microtermométricas de Alta Temperatura

No estágio de aquecimento foram obtidas medidas das temperaturas de homogeneização líquido-vapor (Th L-V), quando a fase gasosa dissolve-se na líquida; temperatura de homogeneização líquido-sólido (Th L-S), quando a fase sólida dissolve-se na líquida e temperatura de homogeneização do gás carbônico (ThCO₂), quando a fase gasosa do CO₂ dissolve-se na fase líquida do CO₂.

As medidas de homogeneização são importantes, pois em alguns casos, aproximam-se às temperaturas de aprisionamento do fluido hidrotermal à época de formação do mineral hospedeiro. Por exemplo, em inclusões bifásicas, a Th L-V é igual à temperatura de homogeneização total ou final (Tht) e em inclusões trifásicas e/ou multifásicas a Th L-S do último sólido equivale a Tht.

Na tomada das medidas em alta temperatura, campos delimitados com inclusões fluidas aquosas foram aquecidos até a temperatura máxima de 600 °C, permitida pelo equipamento. Para a obtenção de ThCO₂, as inclusões aquo-carbônicas e essencialmente carbônicas foram aquecidas logo após a tomada das medidas de TfCO₂ e Tfcl, com o aumento gradual e lento da temperatura até a homogeneização desse componente, para o líquido, aproximadamente até 20°C.

Temperatura de homogeneização da fase gasosa (Th L-V)

Na amostra da FIA 1 (brecha mineralizada), as temperaturas de homogeneização da fase gasosa (Th L-V) variaram de 87,8 °C a 281,1 °C, sendo que a grande maioria das inclusões fluidas apresentam valores de Th L-V restritos ao intervalo entre 150 °C a 225 °C (Figura 35 A). Nas inclusões bifásicas (tipo 1), nas quais a Th L-V equivale à temperatura de homogeneização total (Tht), valores mais altos (281,1°C) foram observados, embora a grande maioria das medidas (75%) concentrem-se no intervalo de 164,5 °C a 191,4°C.

As medidas de Th L-V da FIA 2 (veio mineralizado) variam de 97,6 °C a 298,9 °C, sendo que o intervalo principal com 85% das medidas é de 125,2 °C a 200 °C. Nas inclusões fluidas bifásicas (Tipo 1) as medidas de Th L-V, equivalentes à Tht, restringem-se ao intervalo de 140 °C a 174,6 °C (Figura 35 B).

No histograma da figura 35 C fica evidente que as inclusões fluidas pertencentes à FIA 1 (em tons de vermelho) possuem valores de Th L-V ligeiramente mais altos do que as inclusões da FIA 2 (em tons de azul). Como Th L-V das inclusões bifásicas é equivalente à Tht, pode-se constatar que o fluido de mais baixa salinidade aprisionado em inclusões fluidas no quartzo pré-mineralização (FIA 1 – brecha) possuía temperatura maior do que o fluido mais diluído, sem sais de saturação, aprisionado nas inclusões do quartzo sin-mineralização (FIA 2 - veio).

Figura 35. Histogramas com a distribuição das **temperaturas de homogeneização da fase gasosa (Th L-V em °C)**. **A)** Th L-V da FIA 1 (brecha mineralizada) com inclusões do tipo 1 – bifásicas, tipo 2A – trifásicas e tipo 2B – multifásicas; **B)** Th L-V da FIA 2 (veio mineralizado) com inclusões do tipo 1 – bifásicas, tipo 2 – trifásicas e tipo 3 - multifásicas **C)** Histograma comparando as Th L-V da FIA 1 (em tons de vermelho) e da FIA 2 (em tons de azul).

Temperatura de homogeneização da fase sólida (Th L-S)

A temperatura de homogeneização da fase sólida (Th L-S) das inclusões trifásicas e/ou multifásicas também foi avaliada. Na FIA 1 (brecha mineralizada) as poucas medidas obtidas variaram de 295,9 °C a 507,9 °C, com concentração dos valores entre 295,9 °C a 384,8°C (Figura 36 A).

Na FIA 2 (veio mineralizado), os valores de Th L-S variam de 170,9 °C a 425 °C, com 65% das inclusões fluidas distribuídas entre 205,0 °C e 289,1 °C (Figura 36 B). A comparação entre as duas amostras indica valores de Th L-S mais elevados nas inclusões trifásicas e multifásicas da FIA 1 (Figura 36 C).

Algumas inclusões apresentaram sólidos que não homogeneizaram até a temperatura máxima de 600 °C atingida pelo equipamento. Na FIA 1 isso ocorre com duas inclusões multifásicas, uma com dois sólidos de saturação que ocupam 20% do volume, e a outra com 4 sólidos de saturação perfazendo 80% do volume. Na FIA 2 essa característica foi observada também em duas inclusões multifásicas, com quatro sólidos de saturação perfazendo de 40 a 60% do volume.

Temperatura de homogeneização do gás carbônico (Th CO₂)

Nas inclusões fluidas que apresentam contribuição de gás carbônico (CO₂), que ocorrem exclusivamente na amostra da brecha mineralizada (FIA 1), as medidas de temperatura de homogeneização do CO₂ (ThCO₂) variaram de -7,7°C a 15,2°C, com dois picos de frequência: (I) [-7,7°C ≤ ThCO₂ ≤ -1,6°C] com valores mais baixos e negativos, medidos em inclusões essencialmente carbônicas (tipo 4) e (II) [8,1°C ≤ ThCO₂ ≤ 14,6°C] com valores positivos tomados em inclusões aquocarbônicas ou carbônicas (tipo 3 e 4) (Figura 37).

No diagrama de dispersão bivalente ThCO₂ *versus* TfCO₂ (Figura 38) é possível notar a presença de dois agrupamentos:

Grupo I: com valores mais altos de TfCO₂ (-59,7 a -59,4°C) e mais baixos e negativos de ThCO₂ (-7,7 a -1,6°C) formado exclusivamente por inclusões fluidas essencialmente carbônicas (tipo 4) e;

Grupo II: com valores moderados de TfCO₂ (-60,1 a -59,7°C) e mais altos e positivos de ThCO₂ (8,2 a 15,2°C), composto principalmente por inclusões fluidas aquo-carbônicas (tipos 3A e B).

Figura 36. Histogramas com a distribuição das **temperaturas de homogeneização da fase sólida (Th L-S em °C)**. **A)** Th L-S da FIA 1 (brecha mineralizada) com inclusões do tipo 2A – trifásicas e tipo 2B – multifásicas; **B)** Th L-S da FIA 2 (veio mineralizado) com inclusões do tipo 2 – trifásicas e tipo 3 – multifásicas; **C)** Histograma comparando as Th L-S da FIA 1 (em tons de vermelho) e da FIA 2 (em tons de azul).

Figura 37. Histograma com a variação da **temperatura de homogeneização do CO₂** da brecha mineralizada (FIA 1), com inclusões carbônicas (tipo 4) e aquo-carbônicas (tipo 3A - trifásicas e 3B - multifásicas).

Figura 38. Diagramas de dispersão bivalente mostrando as **relações de ThCO₂ e TfCO₂** com dois agrupamentos (Grp I e II) formados por inclusões carbônicas (Tipo 4) e aquo-carbônicas trifásicas (Tipo 3A) e multifásicas (Tipo 3B).

5.2.3 Análise dos dados microtermométricos

A fim de caracterizar o sistema de fluidos do depósito Borrachudo, os dados obtidos nas etapas microtermométricas com resfriamento (T_e , T_{fg} , T_{fCO_2} e T_{fcl}) e aquecimento (Th_{L-v} , Th_{L-S} , Th_{CO_2}) foram tratados nos programas *FlinCor*, *Bulk* e *Q2* e a síntese encontra-se na tabela 6. É importante ressaltar que os programas utilizados consideram sistemas de composição simples. Como os sistemas estudados são complexos, como sugerido pelos valores de T_e obtidos nesse estudo, os dados obtidos para salinidade representam aproximações.

Tabela 6. Parâmetros calculados a partir dos dados adquiridos nas etapas de microtermometria em alta e baixa temperatura.

IF	Tipo IF	FIA	Programa	Dados de entrada	Dados de saída	Sistema	Equação
Aquosas Bifásicas	Tipo 1	1 e 2	Bulk	Tfg e Th _{L-V}	Densidade total Salinidade Fração Molar	H ₂ O-NaCl	Archer (1992)
Aquosas Trifásicas e/ou Multifásicas	Tipo 2 Tipo 2 e 3	1 2	Flincon	Tfg e Th _{L-S} = TDH	Densidade total Salinidade Fração Molar	H ₂ O-NaCl	Brown & Lamb (1989)
Aquocarbônicas	Tipo 3A e 3B	1	Q2	Tfcl, ThCO ₂ e Vlq	Densidade total Salinidade Fração Molar Densidade do CO ₂	H ₂ O-CO ₂ -CH ₄	Duschek <i>et al.</i> (1990)
Carbônicas	Tipo 4	1	Bulk	ThCO ₂	Densidade total Densidade do CO ₂	H ₂ O-CO ₂ -CH ₄	

Salinidade

As inclusões fluidas bifásicas da FIA 1 (brecha) possuem ampla variação de salinidade (0,23 a 31,56 % em peso equivalente de NaCl), embora 66% das inclusões bifásicas apresentem salinidade entre 25 e 31 % em peso equiv. de NaCl (Figura 39 A). Nas inclusões aquocarbônicas, onde foi possível observar Tfcl (-12,1 a -13,4°C), a salinidade obtida foi de 29,04 % em peso equivalente de NaCl.

Por sua vez, as inclusões bifásicas da FIA 2 (veio) apresentam salinidade de 6,68 a 27,73 % em peso equiv. de NaCl, com maior concentração dos resultados (55% das inclusões bifásicas) entre 6,6 a 14,5 % em peso equiv. do NaCl (Figura 39 B).

Para as inclusões fluidas trifásicas ou multifásicas das duas amostras (FIA 1 e 2) foram utilizados os valores Th L-S (temperatura de homogeneização da última fase sólida) para cálculo de salinidade. Tais cálculos, contudo, devem ser avaliados com cautela porque em alguns casos o sólido de saturação apresentava birrefringência e não era, portanto, halita. Além disso, alguns sólidos não homogeneizaram até a temperatura máxima de 600°C atingida pelo equipamento, indicando que as inclusões portadoras de tais sólidos de saturação possuem salinidade muito superior às calculadas.

As inclusões bifásicas definem um campo no diagrama de salinidade *versus* Tht (grupo I) caracterizado por menor variação da Tht, com concentração dos valores entre 175 e 200 °C, e ampla variação da salinidade. As inclusões fluidas trifásicas e multifásicas das duas amostras (FIA 1 e 2) definem um campo (grupo II - Figura 39 C) que se distingue pelos maiores valores dos dois parâmetros. As inclusões da FIA 1 (em tons de vermelho)

possuem valores ligeiramente superiores tanto de salinidade quanto de Tht quando comparados aos da FIA 2 (em tons de azul).

Na FIA 1 (brecha) esse grupo de inclusões (Tipo 2A e 2B) apresentam valores de Tht de 302 a 507°C, e o da salinidade de 38,32 a 60,76 % em peso do NaCl, sendo que há um *gap* no *trend* de correlação, possivelmente por falta de dados.

Na amostra da FIA 2 (veio) só foram tratados os dados das inclusões trifásicas (tipo 2), porque nem todos os sólidos das inclusões multifásicas chegaram a homogeneizar até a temperatura de 600 °C. Nessa amostra, o *trend* de correlação entre Tht e salinidade é contínuo, com os valores variando no intervalo de $[170,9 \leq \text{Tht } (^{\circ}\text{C}) \leq 364]$ e $[30,52 \leq \text{salinidade (\% eq. NaCl)} \leq 42,93]$.

Densidade e Volume do CO₂

As inclusões fluidas com CO₂, que foram observadas exclusivamente na FIA 1 (brecha mineralizada), foram tratadas nos programas Q2 e *Bulk* e também representam aproximações, pois: (I) não foi considerada a presença de sólidos, que ocorrem nas inclusões do tipo 3B, (II) para a fase líquida foi considerado o sistema simples H₂O-NaCl, e para a fase gasosa o sistema H₂O-CH₄-CO₂, sendo que os sistemas reais são mais complexos.

No diagrama densidade do CO₂ *versus* volume do CO₂ (Figura 40) é possível notar: (I) correlação razoavelmente positiva entre esses parâmetros nas inclusões bifásicas (tipo 3A), com densidade maior nas inclusões fluidas com maior volume do CO₂, (II) ampla variação da densidade do CO₂ nas inclusões essencialmente carbônicas (tipo 4) que são compostas por 99 a 100% de CO₂, sendo possível ainda a observação de dois subgrupos, um com densidade maior, entre 0,93 a 0,97 g/cm³, e outro com densidade menor, entre 0,83 a 0,87 g/cm³.

Figura 39. Diagramas de dispersão bivalente mostrando as **relações de Tht** (temperatura de homogeneização total em °C) e **salinidade** (% em peso equiv. NaCl - porcentagem em peso equivalente de NaCl). **A)** Tht versus salinidade da FIA 1 (Brecha mineralizada) para inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas), 2A (trifásicas) e 2B (multifásicas); **B)** Tht versus salinidade da FIA 2 (Veio mineralizado) para inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas) e 2 (trifásicas); **C)** Comparação de Tht versus salinidade das FIAs 1 e 2, com grupo I com inclusões bifásicas e grupo II com inclusões trifásicas e multifásicas.

Figura 40. Diagrama de dispersão bivariante que **relaciona o volume do CO₂ (em %) com a densidade do CO₂ (em g/cm³)** de inclusões bifásicas (Tipo 3A), trifásicas (Tipo 3B) e monofásicas (Tipo 4) da FIA 1 (brecha mineralizada).

5.3 Espectroscopia Raman

Após as etapas de resfriamento e aquecimento das inclusões fluidas, houve a necessidade de caracterizar melhor os possíveis componentes da fase gasosa das inclusões aquocarbônicas e carbônicas, com T_{fCO_2} no intervalo de -60,1 °C a -59,4 °C, com análises de microRaman.

Devido ao pequeno tamanho das inclusões fluidas (2 a 5 μm) e a profundidade de seu aprisionamento no quartzo hospedeiro, as análises foram dificultadas, muitas vezes com a incidência do *laser* fora da fase gasosa, sendo necessárias várias repetições das análises.

Na brecha mineralizada, a melhor análise foi obtida na IF 2 do campo 2 (Figura 27 A), a partir da qual foi possível reconhecer a presença de CO₂ (gás carbônico) com efeito Fermi *doublet* com picos em 1279 cm⁻¹ e 1386 cm⁻¹ (Rosso e Bouldnar, 1995) (Figura 41). Adicionalmente, foi reconhecido outro “pico” em 1128 cm⁻¹ (Figura 41), porém por não estar estruturado, ou seja, apresentar uma base é mais viável tratar-se de um *spark* do espectro. Além do mais, o único espectro de gás mais próximo é o do dióxido de enxofre (SO₂) com pico em 1151 cm⁻¹ (Hersberg, 1945), distante do valor encontrado.

As análises de microRaman também evidenciaram que outros componentes gasosos, tais como CH₄ (2917 cm⁻¹), N₂ (2331 cm⁻¹) ou H₂O_(v) (3657-3756 cm⁻¹) não estavam presentes na fase gasosa.

Figura 41. Espectro Raman da inclusão aquo-carbônica 2 da FIA 1 (brecha mineralizada). **A)** No espectro completo é possível ver os picos referentes ao quartzo (mineral hospedeiro), indicado por asterisco. Também é evidente que não há outros componentes gasosos como CH_4 (2917 cm^{-1}), N_2 (2331 cm^{-1}) ou $\text{H}_2\text{O}_{(\text{v})}$ ($3657\text{-}3756\text{ cm}^{-1}$) nessa inclusão fluida. **B)** Detalhe do espectro na região entre 1000 cm^{-1} e 1500 cm^{-1} , que contém os picos do CO_2 com efeito Fermi Double (1285 cm^{-1} e 1386 cm^{-1}), e do *spark* ou provável SO_2 .

5.4 Caracterização da Fase Sólida por Microscopia Eletrônica de Varredura

A fim de identificar os sólidos presentes nas inclusões fluidas, análises qualitativas (BSE) e semi-quantitativas (EDS) ao MEV foram feitas na amostra do veio mineralizado, pois a princípio tentou-se identificar, sem sucesso, os sólidos azuis grandes (item 5.1 Assembleia de inclusões fluidas).

As figuras 42 A a D mostram as imagens dos sólidos, alguns ainda preservados dentro das cavidades das inclusões fluidas, enquanto as figuras 42 E a H apresentam seus espectros de EDS, que possibilitaram a identificação de halita (NaCl), provável ankerita [$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$], silvita (KCl) e (Fe)-pirosmalita [$(\text{Fe},\text{Mn})_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH},\text{Cl})_{10}$].

A presença de tais sólidos nas inclusões fluidas fortalece a ideia de que o sistema é complexo, como já indicado pelas medidas microtermométricas, notadamente pelos baixos valores das temperaturas do ponto eutético (T_e), uma vez que, se uma inclusão fluida apresenta um sólido de saturação, sua fase aquosa também possui os mesmos elementos na forma iônica.

Figura 42. A a D imagens de elétrons retroespalhados de **sólidos presentes nas inclusões fluidas** (indicados por flecha vermelha). **A)** Halita (NaCl) ainda dentro da cavidade da inclusão fluida e ocupando grande proporção do seu volume; **B)** Provável Ankerita $[\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2]$ dentro da cavidade; **C)** Silvita (KCl) já fora da inclusão; **D)** Cristais de (Fe)-Pirosmalita $[(\text{Fe},\text{Mn})_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH},\text{Cl})_{10}]$ também dentro da cavidade. E a H espectros de EDS dos sólidos das figuras anteriores. **E)** EDS da halita da figura A. **F)** EDS de provável Ankerita da figura B. **G)** EDS da Silvita da figura C. **H)** EDS da (Fe)-pirosmalita inclusa na parte inferior da inclusão da figura D.

6. ISÓTOPO DE ENXOFRE

A composição de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) do depósito Borrachudo foram adquiridas em oito amostras de calcopirita, que representam o minério cuprífero (Tabela 7).

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ variaram de 0,4 ‰ a 1,17 ‰, com erro associado de 0,2‰ e média de 1,06 ‰ (Figura 43). O valor mais baixo (0,4 ‰) e mais alto (1,47 ‰) correspondem à mineralização em estilo *stockwork*, com calcopirita associada respectivamente a albita e a feldspato potássico. As duas amostras que tiveram suas inclusões fluidas estudadas na etapa de microtermometria, brecha mineralizada (FD-08 180,60) e veio mineralizado (FD-45 133,10) apresentam os respectivos valores de $\delta^{34}\text{S}$, 1,16 ‰ e 1,17 ‰.

Tabela 7. Análises de isótopos de enxofre do depósito Borrachudo. Dados com (*) indicam as duas amostras estudadas em microtermometria.

Amostra	Mineral	Modo de ocorrência	$\delta^{34}\text{S}$ ‰
FD-08 180,60	Calcopirita	Calcopirita-pirita em veio de quartzo	1,17(*)
SR-29 147,22	Calcopirita	Calcopirita em <i>stockwork</i> associado à albita	0,40
SR-29 392,85	Calcopirita	Calcopirita em <i>stockwork</i> associado a feldspato potássico	1,47
SR-29 393,15	Calcopirita	Calcopirita em <i>stockwork</i> sobre albita e quartzo	1,37
FD-45 133,10	Calcopirita	Calcopirita como matriz de brecha com clastos de quartzo	1,16(*)
FD-45 158,58	Calcopirita	Calcopirita maciça como matriz de brecha	1,12
FD-45 Min. IV	Calcopirita	Calcopirita maciça	0,89
FD-45 Min. VI	Calcopirita	Calcopirita maciça	0,94

Figura 43. Histograma com distribuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ de calcopirita do depósito Borrachudo.

7. DISCUSSÕES

7.1 Rochas Hospedeiras

No depósito de cobre Borrachudo, foram identificadas três rochas hospedeiras: metavulcânicas de caráter intermediário e ácido e corpos de microgabro.

O metandesito reconhecido pela presença de amígdalas, já preenchidas por minerais hidrotermais, é correlato ao metandesito basáltico maciço ou com estruturas de fluxo descrito por Meireles (1986) nos depósitos de Ferro, e atribuído ao Grupo Grão Pará. O metariolito, identificado pela presença de fenocristais bipiramidais de quartzo, por vezes com cor azul, corresponde às rochas ácidas, de composição dacítica a riolítica, descritas por Gibbs *et al.* (1986) nos depósitos de Ferro da Serra Norte, e admitidas como parte da sequência inferior do Grupo Grão Pará. Esses autores também atentam para a presença de fenocristais de quartzo bipiramidais com embainhamento e bordas corroídas e fenocristais de feldspato já alterados por argilas e micas. Devido à forte alteração hidrotermal sobreposta às rochas hospedeiras, não foi possível reconhecer níveis de rochas metapiroclásticas. Os diques de microgabro são correlatos às intrusões máficas de dioritos e gabros, incluindo o Diorito Cristalino, descrito por Huhn *et al.* 1999a.

Dessa forma, o depósito Borrachudo é hospedado pela sequência de rochas metavulcânicas atribuídas à Formação Parauapebas (Meireles *et al.* 1984), com idade U-Pb de aproximadamente 2,76 Ga (Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Trendall *et al.* 1998), que juntamente à Formação Carajás (jaspilitos e formações ferríferas), compõem o Grupo Grão Pará do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988).

No depósito Borrachudo, a mineralização corriqueiramente relaciona-se com os metariolitos e, subordinadamente, com os metandesitos. Essa característica pode representar um controle litológico para a localização dos corpos de minério de cobre.

7.2 Evolução do Sistema Hidrotermal

O(s) sistema(s) hidrotermal(is) responsáveis pela mineralização cuprífera do depósito Borrachudo revela(m) uma evolução complexa (Quadro 3) com dois eventos hidrotermais associados a deformação dúctil ou rúptil, respectivamente.

O primeiro evento hidrotermal está intimamente relacionado à deformação dúctil. Inclui sete estágios de alteração hidrotermal (alteração sódica I, silicificação I, formação de magnetita + apatita, formação de grunerita + turmalina + magnetita, formação de pargasita + magnetita, alteração cálcica e alteração potássica). O segundo evento hidrotermal está vinculado com a deformação rúptil e com a mineralização cuprífera. Caracteriza-se por recorrência de alguns estágios hidrotermais, tais como silicificação II, alteração sódica II e alteração potássica II, além de cloritização e carbonatização.

No 1º evento hidrotermal, os dois primeiros estágios de alteração estão melhor documentados nas rochas metariolíticas. Fraco metassomatismo sódico foi o primeiro estágio de alteração hidrotermal observado no depósito, resultando em agregados finos de albita + escapolita + apatita no meio da silicificação I ou da potassificação I. Em seguida observa-se significativa silicificação, que foi concomitante à lixiviação de elementos que constituem os minerais originais da matriz dos metariolitos e que preenchiam as amígdalas dos metaandesitos.

No contato entre o metariolito e o metandesito ocorre corpo maciço de magnetita-apatita, não sendo mais possível reconhecer seu protólito. Ribeiro (2008) descreve corpos semelhantes no depósito Cristalino, e interpreta-os como lascas de jaspilitos da Formação Carajás, porém nessas rochas não há nenhum indício de lâminas ricas em *chert* ou estruturas características das formações ferríferas preservadas. Ainda que o magnetitito possa resultar de transformação completa de jaspilitos, revelam um processo de metassomatismo intenso que teria sido responsável por lixiviação de sílica e formação de magnetita e apatita. Por outro lado, tais rochas podem também representar produto de pervasiva alteração rica em ferro. Corpos semelhantes também foram identificados em outros depósitos IOCG da Província Carajás, tais como Sossego (Corpo Sequeirinho; Monteiro *et al.*, 2008 a) e Castanha (Pestilho, 2011). Monteiro *et al.* (2008) ressalta que seu modo de ocorrência e alteração associada são semelhantes a de corpos de magnetita-apatita de depósitos do tipo Kiruna, vinculados geneticamente a sistemas IOCG por Hitzman *et al.* (1992) e Hitzman (2000). Entretanto, diferentemente desses depósitos IOCG, o corpo de magnetitito do depósito Borrachudo não possui relação espacial direta com a mineralização cuprífera.

Os estágios seguintes do 4º ou 7º estão mais bem registrados nas rochas metandesíticas, onde o metassomatismo rico em ferro (4º estágio de alteração) evolui para metassomatismo cálcico (6º estágio de alteração). Nessas rochas estão preservados núcleos de grunerita+magnetita+turmalina e com o aumento gradual do conteúdo de cálcio nos fluidos hidrotermais, o anfibólio de ferro é substituído por Fe-pargasita + magnetita, sendo que no pico do metassomatismo cálcico, esses dois anfibólios dão lugar à actinolita.

O sétimo estágio de alteração hidrotermal, representado por alteração potássica com associação principal de biotita + allanita + magnetita + titanita, representa a alteração mais expressiva e pervasiva no depósito Borrachudo. Ainda como associação secundária desse mesmo estágio ocorre feldspato potássico + allanita + magnetita. A presença na Província de suítes e corpos graníticos neoarqueanos alcalinos, semelhantes a granitos do Tipo A, podem desempenhar papel importante como fonte de potássio para o sistema hidrotermal, nesse sentido vale destacar os granitos Planalto (Hunh *et al.*, 1999) e Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) por serem mais próximos ao depósito Borrachudo.

No 2º evento hidrotermal, inicialmente há recorrência de silicificação II, que ocorre interceptando a foliação das rochas metandesíticas, definida por quartzo I e biotita I. Como estágio mais pervasivo desse 2º evento, alteração sódica ocorre de três formas principais, como frentes de substituição com albita e/ou escapolita sobrepondo estágios hidrotermais do 1º evento, como rochas formadas por albita que foram fraturadas e cimentadas por clorita ou biotita II, ou como vênulas e/ou veios com associação de albita-titanita-apatita-calcopirita.

Cristais de titanita dessas vênulas foram datados pelo método LA-ICP-MS U-Pb por Calabrez (2015). A idade concórdia obtida foi de $2.011 \pm 6,8$ Ma (MSWD = 3,9) (Figura 44), indicando que não houve perdas significativas de chumbo, por abertura do sistema, devido a eventos termais posteriores.

Esses dois primeiros estágios do segundo evento (silicificação II e alteração sódica II) estão intimamente associados com o primeiro pulso da mineralização cuprífera, porém foi concomitante à formação da albita II que o minério tem sua maior expressão no depósito, desenvolvendo sistemas de vênulas que evoluem até corpos maciços.

O fraco metassomatismo de ferro, representado por clorita (chamosita), resultou principalmente na substituição dos anfibólios e da biotita do 1º evento de alteração. A cloritização é o único estágio, do 2º evento de alteração hidrotermal, que não possui mineralização de cobre associada.

Os dois últimos estágios, alteração potássica II e carbonatização são menos intensos e comumente formam sistemas de vênulas e veios isolados, por vezes com associação de sulfetos, representando o segundo pulso da mineralização cuprífera. A alteração potássica é representada por duas associações principais, uma com feldspato potássico associado à calcopirita, e outra com biotita e magnetita, sendo que frequentemente a biotita possui cor verde. Lindenmayer *et al.* (2001) também descrevem duas gerações de biotita no depósito Gameleira, uma marrom com alta quantidade de titânio, indicativa de formação em condições de maior temperatura, e outra mais tardia, de cor verde e mais enriquecida em flúor.

Quadro 3. Relação dos estágios de alteração hidrotermal do depósito Borrachudo com dados obtidas por diferentes métodos analíticos.

ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAIS	1º Evento de Alteração Hidrotermal - associado à deformação dúctil e mineralização cuprífera fraca							2º Evento de Alteração Hidrotermal recorrência de estágios associados à deformação dúctil-rúptil mineralização cuprífera principal				
	Alteração Sódica	Silicificação	Mag + Ap	Gru + Tur + Mag	Prg + Mag	Alteração Cálcica	Alteração Potássica I	Silicificação II	Alteração Sódica II	Cloritização	Alteração Potássica II	Carbonatização
PRINCIPAIS ELEMENTOS	Na	Si	Fe	Na-Ca	Ca	K		Si	Na	Fe	K	CaCO ₃
MINERALIZAÇÃO CUPRÍFERA												
INCLUSÕES FLUIDAS	FIA 1 Fluido de Altas Temperatura e Salinidade							FIA 2 Fluido de Moderadas Temperatura e Salinidade				
ISÓTOPO de S								$\delta^{34}\text{S} = 0,40 \text{ ‰ a } 1,37 \text{ ‰}$				
DATAÇÃO U-Pb Titanita hidrotermal								★ 2.011 ± 6,8 Ma				

7.3 Mineralização Cuprífera

No depósito Borrachudo, os corpos de minério ocorrem como pipes de brecha verticalizados e ramificados, que interceptam principalmente as rochas metariolíticas.

A mineralização ocorre de duas formas, uma inicial e mais fraca associada à deformação dúctil, e a outra, representando a mineralização principal, concomitante ao 2º evento de alteração, ocorrendo em dois pulsos (quadro 3):

1º pulso – no início, os sulfetos associam-se a quartzo II como veios ou na forma disseminada. Com a evolução do sistema, o auge da mineralização ocorreu associado à formação de albita II. Nesse caso, a calcopirita ocorre disseminada, em brechas hidráulicas e até em corpos de sulfetos maciços.

2º pulso – vênulas sulfetadas com feldspato potássico associado gradam para estrutura em *stockwork* e representam a segunda associação mais comum no depósito. Ao final desse pulso, a calcopirita ocorre associada com calcita em veios zonados, com texturas de preenchimento de espaços abertos e veios de brecha.

Os dados semi-quantitativos, obtidos por EDS, das fases minerais que compõem o minério (calcopirita, magnetita, pirita, siegenita, cobaltita, galena, anglesita, uraninita, thorita e Y-Nioboeschynita) ou que estão associadas a esse (minerais de ganga: allanita, apatita e titanita) indicam uma assinatura geoquímica com enriquecimento em Cu, Fe, Ni, Co, As, F, P, Pb, U, Th e ETR (La, Ce, Nd, e Y) para o depósito Borrachudo. Essa assinatura se assemelha à de outros depósitos do tipo IOCG da província Carajás, como Sossego-Cural-Sequeirinho, Cristalino, Salobo e Igarapé Bahia/Alemão (Carvalho 2009; Monteiro *et al.* 2008; Ribeiro 2008; Villas *et al.* 2001; Dreher 2004 e Réquia e Fontboté 2001). Entretanto não foram identificadas no depósito Borrachudos, até o momento, fases minerais com Mo, Sn, W, Zn e Ag, que foram previamente reportadas em alguns dos depósitos IOCG de Carajás. Uma caracterização mais precisa da composição do minério do depósito Borrachudo, a partir de análises químicas de rocha total, é ainda necessária para avaliação da assinatura específica do minério. A composição do minério do depósito Borrachudo muito provavelmente remete a diferentes fontes, o F, P, U, Th e ETR devem ser herança dos granitos da região, como Planalto e Serra do Rabo (Hunh *et al.*, 1999 e Sardinha *et al.*, 2006) e quanto o Ni e Co podem advir dos complexos maficos-ultramáficos como Vermelho e Ézio (Alves *et al.*, 1986 e Silva, 2015).

A idade LA-ICP-MS U-Pb de $2.011 \pm 6,8$ Ma (MSWD = 3,9) (Figura 44), obtida em titanita hidrotermal por Calabrez (2015) reflete, provavelmente o “*timing*” do estágio principal de mineralização cuprífera, controlada por estruturas rúpteis, do depósito Borrachudo, uma vez que a calcopirita envolve a titanita datada e os dois minerais coexistem nas mesmas vênulas e veios. Calcopirita também preenche fraturas na titanita, o que pode ser explicado pelo comportamento mais refratário desse mineral em relação aos sulfetos. Calabrez (2015),

levando em consideração os intervalos do erro dessa datação, compara a idade da titanita do depósito Borrachudo com a idade mais jovem obtida por Moreto *et al.* (2015) em monazita, que ocorre junto à mineralização do depósito Bacaba, com idades de 2.681 ± 20 Ma e de $2.060 \pm 9,6$ Ma (MSWD = 1,3).

Figura 44. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para metadacito com alteração sódica e mineralização de cobre, com idade concordante de titanita hidrotermal pelo método LA-ICP-MS U-Pb (Calabrez 2015).

Embora esse evento hidrotermal do Riacyano tenha sido registrado no depósito Bacaba, sua idade difere daquelas dos principais eventos metalogenéticos relacionados com a formação de depósitos IOCG e demais depósitos cupro-auríferos da Província Carajás, em 2,70-2,68 Ga, 2,57-2,55 Ga e 1,90-1,88 Ga (Réquia *et al.*, 2003; Tallarico *et al.*, 2004; Tallarico *et al.*, 2005; Moreto *et al.*, 2015). Idades orosirianas próximas, contudo, já foram previamente reportadas na província (idades Ar-Ar de 2.047 ± 16 Ma em hornblenda, 2.046 ± 15 Ma em biotita e 2.009 ± 19 Ma em tremolita, obtidas por Tavares, 2015) e relacionadas com abertura dos sistemas isotópicos K-Ar, Rb-Sr e Ar-Ar devido aos eventos paleoproterozoicos relativos à colisão do Domínio Bacajá com o Domínio Carajás no Riacyano (Orógeno Transamazônico - 2.07 a 2.05 Ga), ou à evolução inicial da Faixa Araguaia (Orógeno Sereno – 2.06 a 1,88 Ga) (Tavares, 2015).

A evolução do sistema hidrotermal do depósito Borrachudo, contudo, reflete recorrência de eventos hidrotermais. Enquanto os estágios controlados por estruturas rúpteis podem ter evoluído durante o Riacyano, a idade dos estágios precoces, controlados pelo

desenvolvimento de foliação dúctil permanece desconhecida. Entretanto, a reativação de importantes zonas de cisalhamento dúcteis em ca. 2,70 Ga, que favoreceu a circulação regional de fluidos e a formação de depósitos IOCG em Carajás, pode ter exercido importante papel também na evolução inicial do sistema hidrotermal no depósito Borrachudo.

É interessante ressaltar que quantidades expressivas de magnetita-apatita foram formadas apenas nos estágios iniciais de alteração hidrotermal, possivelmente no neoarqueano, e que esses minerais não estão vinculados de forma significativa com o estágio principal de mineralização cuprífera do depósito Borrachudo.

Os dados de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) de calcopirita do depósito Borrachudo, mostram valores bem restritos, entre 0,4 ‰ a 1,17 ‰. Esses valores são muito próximos ao do enxofre de fonte mantélica com $\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 1$ ‰ (Eldridge *et al.* 1991), e são condizentes com a assinatura do enxofre de origem magmática. Essa assinatura pode refletir a composição isotópica do enxofre lixiviado de rochas ígneas ou provenientes de fluidos magmáticos exsolvidos durante a cristalização de corpos intrusivos, principalmente graníticos. Contudo, a idade da mineralização cuprífera do depósito Borrachudo ($2.011 \pm 6,8$ Ma; Calabrez, 2015) não é condizente com a idade de nenhum evento magmático já reconhecido na Província Carajás. Isso pode evidenciar que o enxofre, e outros componentes do sistema mineral, incluindo alguns metais, podem ser provenientes das unidades hospedeiras, pelas quais circularam os fluidos hidrotermais durante eventos tectônicos expressivos.

A comparação com os dados de $\delta^{34}\text{S}$ dos principais depósitos tipo IOCG da Província Mineral de Carajás pode ser acompanhada na Figura 45. Como era de se esperar, as análises do Borrachudo se aproximam mais dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ do depósito Cristalino (0,6 a 1,5 ‰). A contribuição de fontes de enxofre externas e oxidadas, que deslocam os valores $\delta^{34}\text{S}$ para valores mais positivas, parece desempenhar papel muito importante na mineralização cuprífera da Província Carajás, principalmente nos depósitos maiores, com exceção do depósito Salobo. Isso pode sugerir que fontes adicionais de enxofre ou mecanismos distintos de fracionamento isotópico podem ter sido particularmente importantes para a geração dos depósitos IOCG de classe mundial.

Figura 45. Composição de isótopos de enxofre em depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás, separados por idade. Área rachurada representa assinatura de manto (Eldridge *et al.*, 1991). Fonte de dados: (*) dados apresentados nessa dissertação, (1) Monteiro *et al.* (2008) e (2) Pestilho (2011), (3) Torressi *et al.* (2011), (4) Lindermayer *et al.* (2001). (5) Réquia e Fontboté (2001), (6) Dreher (2004), (7) Villas *et al.* (2001) e (8) Monteiro *et al.* (2007), (9) Ribeiro (2008) e (10) Silva (2013).

7.4 Transporte de Cobre nos Fluidos Hidrotermais

Segundo Zotov *et al.* (1994) em soluções hidrotermais, o cobre na forma iônica - Cu^+ geralmente é transportado por complexos cloretados. Sherman (2010) complementa que Cu^+ é instável em soluções aquosas, a menos que complexos aniônicos ligantes com Cl^- ou HS^- estejam presentes. Nesses casos, podem se formar três complexos principais (CuCl , CuCl_2 and CuCl_3^{2-}), sendo que a abundância de um em detrimento dos demais depende da temperatura e da quantidade de cloro disponível (como NaCl ou HCl).

Apesar da pouca quantidade de magnetita no depósito Borrachudo, quando comparado a outros depósitos clássicos de IOCG, ainda é possível afirmar que este possui estado de oxidação relativamente elevado. Sendo assim, é mais plausível que o transporte do cobre no fluido hidrotermal tenha ocorrido por complexos cloretados, ou invés de complexos sulfetados.

No depósito Borrachudo minerais portadores de cloro foram identificados e quantificados por análises EDS. Nos estágios iniciais de alteração hidrotermal é observada a maior ocorrência desses minerais, representados por K-Fe-sadanagaita (Cl = 3,92 % em peso), Fe-pargasita (Cl = 3,95 % em peso) e escapolita (Cl = 3,09 % em peso), porém Cl-apatitas e/ou Cl-F-apatitas (0,18 a 0,71 % em peso) também estão presentes, e associam-se a estágios mais tardios (silicificação II e alteração sódica II) relacionados com a mineralização de cobre.

De acordo com Roedder (1984) e Sherman (2010), as composições de inclusões fluidas indicam que concentrações extremamente altas de NaCl, em salmouras, indicam que esses fluidos podem estar envolvidos no transporte de metais e na formação de depósitos minerais hidrotermais. O estudo de inclusões fluidas do depósito Borrachudo indicou a presença de fluidos hidrotermais hipersalinos, com salinidades de até 60% em peso equivalente de NaCl. Sólidos dentro das cavidades de inclusões fluidas foram caracterizados por análises EDS ao MEV, e além da halita (NaCl), outros minerais portadores de cloro também foram identificados, como silvita (KCl) e Fe-pirossmalita ($\text{Fe}_8^{2+}\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH},\text{Cl})_{10}$). A Fe-pirossmalita já foi descrita em outros depósitos IOCG de Carajás, como Igarapé Bahia (Tazara *et al.* 1999 e Dreher 2004), Salobo (Melo 2014) e Complexo Ézio (Silva 2015). Esse mineral indica uma importante fonte de cloro, que poderia participar do transporte de metais.

7.5 Características dos Fluidos Hidrotermais no Depósito Borrachudo

No depósito Borrachudo foram estudadas duas amostras com inclusões fluidas. A primeira amostra corresponde a uma brecha hidrotermal, formada por clastos centimétricos de quartzo pré-mineralização, pertencente à silicificação I, que foram cimentados por calcopirita. A segunda amostra compreende veio de quartzo mineralizado, onde o quartzo da silicificação II é contemporâneo à mineralização.

A assembleia de inclusões fluidas observadas na brecha mineralizada (FIA 1) é composta por inclusões aquosas, aquosalinas, aquocarbônicas e carbônicas. Já a assembleia de inclusões fluidas do veio mineralizado (FIA 2) é formada por inclusões aquosas e aquosalinas.

Em ambas as amostras (FIA 1 e 2), os fluidos hidrotermais participantes apresentam alta complexidade. A primeira evidência são os baixos valores de Te (temperatura do ponto eutético), que variam de -98,9 °C a -45,6 °C, indicando a participação de outros componentes além do NaCl, sendo o mais provável a presença de cálcio, uma vez que o sistema de $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, como já relatado na literatura, apresenta Te metaestáveis observados em até -90°C (Davis *et al.* 1990). Esse sistema químico ($\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$) também foi admitido para outros depósitos IOCG da província, tais como Igarapé Bahia (Dreher 2004), Castanha (Pestilho 2008) e Sossego (Carvalho 2009). A segunda evidência

que corrobora com a complexidade dos fluidos, é a presença de sólidos diversos nas cavidades das inclusões fluidas, identificados ao MEV, como halita, silvita, ankerita e ferropirosmalita, indicando a participação de íons como Na, Cl, K, Ca, Fe e Mn no sistema.

A presença de diferentes tipos de inclusões fluidas primárias, aprisionadas em uma mesma região, aponta para interação entre fluidos distintos. Tais fluidos poderiam ser resultado de imiscibilidade de um mesmo fluido inicial ou de mistura entre diferentes tipos de fluidos.

Segundo Ramboz *et al.* (1982) existem três critérios principais que devem ser considerados ao se admitir a desmistura (ou imiscibilidade) de um fluido ($L + \text{ou } F_1 + F_2$):

1- Presença, em um mesmo campo da mesma amostra, de inclusões fluidas com variação no volume da fase vapor ($V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$), ou seja, inclusões ricas na fase líquida, e inclusões ricas na fase vapor. Também deve haver evidências de que o aprisionamento dessas inclusões fluidas foi contemporâneo;

2- Os dois tipos de inclusões devem homogeneizar na mesma temperatura, ou dentro de uma mesma faixa restrita de temperatura. As inclusões de baixa razão $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ devem homogeneizar para a fase líquida e as inclusões de alta razão $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ devem homogeneizar para a fase vapor;

3- A crepitação dos dois tipos de inclusões deve ocorrer na mesma faixa de temperatura, pois elas foram aprisionadas em condição de mesma pressão. Dessa forma, se um tipo de inclusão fluida crepita antes da temperatura de homogeneização o outro tipo também deve crepitar.

Os diagramas Th L-V *versus* salinidade, figura 46 A a C, para as duas amostras (FIA 1 - brecha e FIA 2 - veio) indicam ampla variação nos valores da salinidade para intervalo relativamente restrito de temperatura de homogeneização, caracterizando provável mistura de fluidos (diluição) considerando as inclusões compostas por soluções aquosas salinas. Na comparação entre as amostras, é possível observar que a brecha apresenta maior variação nos valores de salinidade e valores Th L-V mais elevados. De acordo com Wilkinson (2001), o processo de imiscibilidade contínua (*boiling*) com escape de fluidos, pode ser admitido quando há decréscimo da salinidade com acréscimo da temperatura, tendência não observada nas amostras do depósito Borrachudo.

Figura 46. Diagramas de dispersão bivalente mostrando as relações de Th L-V (°C) e salinidade (% em peso equiv. NaCl). **A)** Th L-V versus salinidade da FIA 1 (Brecha mineralizada) para inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas), 2A (trifásicas) e 2B (multifásicas); **B)** Th L-V versus salinidade da FIA 2 (Veio mineralizado) para inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas) e 2 (trifásicas); **C)** Comparação de Th L-V versus salinidade das FIAs 1 e 2.

De acordo com Ramboz *et al.*(1982) para o sistema $H_2O-NaCl$ há duas situações possíveis para um par de fluidos imiscíveis:

1- A fase líquida não é saturada em nenhum sólido. As inclusões não apresentam sólidos quando homogeneizam.

2- A fase líquida é saturada em um ou vários sólidos. Neste caso a $T_{dh} = T_h \text{ L-V}$, como exemplificado pelo **campo b** da figura 47. Entretanto, o aprisionamento de quantidades variadas de sólidos pode ser esperado em soluções saturadas em *boiling*, resultando na dispersão e aumento da salinidade, como marcado pelo **campo a** da figura 47. Os valores mais baixos de T_{dh} próximos ao intervalo médio de $T_h \text{ L-V}$, cruzando a reta, representam um bom indicativo desse fenômeno.

Ainda segundo esses autores, situações onde $T_{dh} > T_h \text{ L-V}$, como a **região c** da figura 47, não podem representar a fase líquida de um fluido imiscível.

No diagrama de T_{dh} (temperatura de dissolução da halita) *versus* $T_h \text{ L-V}$ (Figura 47) as inclusões aquosalinas da brecha (tipo 2A e 2B da FIA-1) estão agrupadas sempre acima da reta $T_{dh} = T_h \text{ L-V}$, e podem ser comparadas à região c, indicando a inexistência de imiscibilidade nas soluções aquosas salinas. Já as inclusões aquosalinas do veio (tipo 2 e 3 da FIA-2) apresentam maior dispersão nos valores de T_{dh} e encontram-se dentro do campo a, porém o valor mais baixo de T_{dh} (184,4°C) é ainda distante do valor equivalente de $T_h \text{ L-V}$ (159,4°C), ou seja, não chegam na reta ($T_{dh} = T_h \text{ L-V}$), não indicando imiscibilidade. A ampla variação dos valores de T_{dh} do veio pode ser resultado da própria mistura de fluidos, ou a dissolução de outros sais, que não apenas a halita.

Figura 47. Diagrama $T_h \text{ L-V}$ (temperatura de homogeneização líquido-vapor) *versus* T_{dh} (temperatura de dissolução da halita). **Campo a** = solução saturada em *boiling*; **campo b** = imiscibilidade com $T_h \text{ L-V} = T_{dh}$ e **campo c** = fluidos não imiscível (Ramboz *et al.*1982).

Os diagramas de volume da fase vapor (%) *versus* Th L-V (Figura 48 A a C) também não sugerem a existência de imiscibilidade, entre um fluido aquoso e um fluido salino (*boiling*). Nas inclusões aquosas e aquosalinas, as proporções volumétricas $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ variam muito pouco, de 8 a 25 % (brecha) e 2 a 24 % (veio). Além disso, não existem inclusões muito ricas na fase vapor, que deveriam homogeneizar para o vapor.

Nesses diagramas também foram plotados os valores de Th L-S (temperatura de homogeneização do sólido para o líquido), que é admitida como Tht (temperatura de homogeneização total) das inclusões aquosalinas, delimitados por campos. O Th L-S > Th L-V indica que o fluido saturado após ser aprisionado nas inclusões fluidas, primeiro precipitou os sólidos de saturação em temperaturas mais elevadas e depois formou a fase vapor em temperaturas mais baixas, quando atingiu a curva L-V.

Na brecha (Figura 48 A – região delimitada), os sólidos cristalizaram-se em temperaturas de 300 a 500°C, aproximadamente, sendo que os de mais alta temperatura (> 600°C – indicado pela seta) podem sugerir aprisionamento diretamente do fluido original, possivelmente magmático; já a fase vapor dessas inclusões aquosalinas, formou-se em intervalo mais restrito de temperatura, entre 165 e 180°C.

No veio (Figura 48 B), os sólidos precipitaram entre 170 a 350°C, com alguns poucos atingindo temperaturas superiores a 500°C, e a fase vapor formou-se em temperaturas de 135 a 300°C. Na comparação entre as duas amostras, que pode ser também acompanhada pela figura 3C, é evidente que as temperaturas de Th L-S e de Th L-V são maiores nas inclusões fluidas da brecha mineralizada.

Para a amostra da brecha (FIA-1), quando são consideradas as inclusões aquocarbônicas (Tipo 3A e 3B) e carbônicas (Tipo 4), que apresentam alta $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ de 45 a 100 %, e que coexistem com inclusões aquosalinas com baixos valores de $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ (2 a 24 %) e altas salinidades, até 60% equivalente em NaCl, verifica-se que tais características seguem os critérios de Ramboz *et al.* (1982), e são sugestivas de imiscibilidade entre um fluido aquosalino e um fluido carbônico. Porém, até o presente momento não foram obtidas Th L-V das inclusões aquocarbônicas, devido à dificuldade de observação, por essas se apresentarem muito escuras.

Figura 48. Diagramas Vol. Vapor (volume da fase vapor em %) versus Th L-V (temperatura de homogeneização líquido-vapor). **A)** Vvapor X Th L-V da FIA 1 (Brecha mineralizada) para inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas), 2A (trifásicas) e 2B (multifásicas); com região delimitada contendo dados de Th L-S. **B)** Vvapor X Th L-V da FIA 2 (Veio mineralizado) para inclusões fluidas do tipo 1 (bifásicas), 2 (trifásicas) e 3 (multifásicas); com região delimitada contendo dados de Th L-S. **C)** Comparação de Vvapor X Th L-V das FIAs 1 e 2.

Entretanto, o diagrama de T_{fCO_2} (temperatura de fusão do gás carbônico) *versus* T_{hCO_2} (temperatura de homogeneização do gás carbônico) da figura 49 mostram ampla variação nos valores de homogeneização, de -7,6 a +15,2°C, para intervalo restrito de temperaturas de fusão do gás carbônico, de -60,1 a -59,4°C, com um único ponto disperso com -61,1°C.

Dugdale & Hagemann (2001) admitem que a ampla variação na T_{hCO_2} para valores aproximadamente constante de T_{fCO_2} , indicam imiscibilidade causada por flutuação na pressão dos fluidos. Eles ainda admitem que essa flutuação também seja indicada pela ampla variação na densidade (~0,4 a 0,95 g/cm³).

Essa variação de densidade não é observada nas inclusões aquocarbônicas (tipo 3A, 3B) e carbônicas (tipo 4) da brecha mineralizada, que apresentam intervalo de densidade de 0,82 a 0,97 g/cm³. Sendo assim, não há indício de que a imiscibilidade ocorreu por variação na flutuação da pressão. É mais provável que tal processo tenha sido causado pelo resfriamento progressivo dos fluidos mineralizantes, que teria causado a diminuição da solubilidade do CO₂ (Diamond 1990).

Figura 49. Diagramas T_{fCO_2} (temperatura de fusão do gás carbônico) *versus* T_{hCO_2} (temperatura de homogeneização do gás carbônico) para as inclusões aquocarbônicas (Tipo 3A e 3B) e carbônicas (Tipo 4).

A imiscibilidade de um fluido original de temperatura relativamente elevada que separou-se em dois fluidos, um aquosalino e outro aquocarbônico, também é corroborado pelo diagrama de dispersão bivalente que relaciona V_{vapor} (volume da fase vapor em %) e salinidade (% em peso equivalente de NaCl). Na figura 50 A, a tendência dada pela seta tracejada A, indica decréscimo da salinidade com aumento da proporção volumétrica da fase vapor para as inclusões aquocarbônicas, em relação às inclusões aquosalinas, o que está de acordo com as discussões de Bowers e Helgeson (1983) para fluidos que sofreram imiscibilidade.

Na figura 50 B, a localização das inclusões aquosalinas (Tipo 2 e 3) do veio, quando comparadas com as aquosalinas da brecha (Tipo 2A e 2B – figura 50 A) parecem agrupar-se na mesma região, porém sem alcançar as salinidade mais altas, próximas a 60% equiv. NaCl, que foram caracterizadas na brecha. Essa característica indica, muito provavelmente, a evolução do fluido salino, que se originou por imiscibilidade na brecha, e que possui salinidades mais baixas no veio devido a uma maior mistura com fluidos diluídos.

A tendência marcada pela seta tracejada B, tanto na amostra da brecha quanto no veio, nas figuras 50 A e B, respectivamente, indica grande decréscimo de salinidade, de 32 a 0,23 % equivalente de NaCl, e muito provavelmente são resultado da mistura de fluidos diluídos, que poderiam ser admitidos como de origem meteórica.

Figura 50. Diagramas Vol. Vapor (volume da fase vapor em %) versus salinidade (em % equivalente de NaCl). **A)** Vvapor X Salinidade para a amostra da brecha mineralizada. Curva A indica imiscibilidade originando dois fluidos, um aquosalino e outro aquocarbônico. Seta B indica mistura de fluidos diluídos mais tardios; **B)** Vvapor X Salinidade para a amostra do veio mineralizado. Seta A indica que o fluido aquosalino da brecha já sofria mistura de fluido diluído quando formou o quartzo do veio. Seta B indica a tendência de mistura mais forte com fluido diluído.

Quando são comparadas as inclusões aquosas e aquosalinas das duas amostras, a mistura de fluidos também fica muito evidente pelo gráfico de salinidade *versus* Tht, onde há grande dispersão dos valores de salinidade para valores de Tht relativamente restritos (Figura 39 A e B – repetida abaixo). É importante ressaltar que a Tht das inclusões aquosas (Tipo 1 – brecha e veio) é equivalente à Th L-V, e que a Tht das inclusões aquosalinas (Tipo 2 – brecha e veio) são equivalentes à Tds (temperatura de dissolução do último sólido).

Na comparação entre as duas amostras, figura 39 C (repetida abaixo), é notório que a brecha possui temperaturas mais elevadas, tanto para as inclusões aquosalinas (Tipo 2A e B), quanto para as inclusões aquosas (Tipo 1). Isso também evidencia que houve decréscimo da temperatura entre a formação do quartzo I e do quartzo II. A formação desse último foi concomitante à mineralização, e o decréscimo de temperatura ocorreu pela mistura de fluidos aquosos, que causou a diluição do fluido hidrotermal.

Os dados apresentados até aqui, demonstram que muito provavelmente o fluido que formou o quartzo I (brecha mineralizada) passou por um processo de imiscibilidade a partir de um mesmo fluido original de alta temperatura, que se separou em um fluido aquosalino e em um fluido carbônico e que, posteriormente, sofreu diluição a partir da mistura com um fluido externo, possivelmente de origem meteórica. O quartzo II, sin-mineralização (veio mineralizado) foi formado por fluido com temperatura mais baixa que o da brecha, e por não apresentar inclusões carbônicas e/ou aquocarbônicas, muito provavelmente representa a evolução de um fluido aquosalino, que passou por um processo mais acentuado de diluição, através da mistura de fluidos externos. Os dados também não admitem *boiling* entre um fluido aquoso e um fluido aquosalino.

A interpretação da origem dos fluidos para o depósito Borrachudo é condizente com as observações de Pollard (2000), que admite desmistura de fluidos originalmente compostos por H₂O-CO₂-sais, para campos onde coexistem inclusões fluidas hipersalinas e inclusões ricas em CO₂, como documentado no distrito Cloncurry, na Austrália. Esse mesmo autor ainda relata que mistura de fluidos meteóricos ou conatos com fluidos hipersalinos de origem magmática, durante ou após a mineralização estão presentes em muitos depósitos IOCG.

Figura 39. Diagramas de dispersão bivalente mostrando as relações de Tht (temperatura de homogeneização total em °C) e salinidade (% em peso equiv. NaCl) **A)** Tht versus salinidade da FIA 1 (Brecha mineralizada) para inclusões aquosas (tipo 1) e aquosalinas (tipo 2A e 2B); **B)** Tht versus salinidade da FIA 2 (Veio mineralizado) para inclusões aquosas (tipo 1) e aquosalinas (tipo 2); **C)** Comparação de Tht versus salinidade das FIAs 1 e 2, com grupo I com inclusões aquosas e grupo II com inclusões aquosalinas. A ampla variação da salinidade indica mistura de fluidos.

Segundo Seyfried *et al.* (1999) quanto mais quente e mais salino forem os fluidos, maior será sua capacidade em extrair e carregar metais. Desse modo a mistura de fluidos diluídos, provavelmente de origem meteórica, que causa o decréscimo na temperatura e na salinidade do sistema é um mecanismo muito importante, que pode ser admitido como o principal fator para a precipitação dos metais.

Dreher (2004) identificou inclusões aquocarbônicas e carbônicas em quartzo sin-mineralização no depósito Igarapé Bahia. A autora aponta um processo de imiscibilidade ocorrido antes do aprisionamento dessas inclusões no quartzo. Dreher (2004) e Villas *et al.* (2001) relacionam a presença de CO₂ com a precipitação de carbonatos no estágio de mineralização IOCG no depósito Igarapé-Bahia/Alemão. Inclusões com gás carbônico também foram documentadas no depósito Gameleira (Lindermayer *et al.* 2001), porém não foram obtidos dados microtermométricos para essas inclusões.

A participação de ao menos dois tipos de fluidos é bem relatada nos estudos de inclusões fluidas dos depósitos IOCG da Província Carajás, incluindo um de alta temperatura e salinidade, e outro de baixa temperatura e salinidade (Dreher 2004, Pestilho 2008, Carvalho 2009 e Toresi *et al.* 2012). A origem do primeiro tipo de fluido ainda divide a opinião dos autores. Alguns admitem origem magmática-hidrotermal para tais fluidos (Lindermayer *et al.* 2001; Villas *et al.* 2001), enquanto outros sugerem origem a partir de salmouras, por lixiviação de evaporitos (Dreher 2004). Essa última opção é sustentada por estudos de isótopos de boro (Xavier *et al.* 2008), embora evaporitos marinhos não tenham sido identificados ainda na província Carajás. O segundo tipo de fluido tem origem mais consensual, sendo admitido como relacionado a fontes externas, que causam diluição no sistema e que, provavelmente, possui origem meteórica ou derivada da água do mar (Carvalho 2009, Dreher 2004).

Barton and Johnson (2000) diferem dois membros finais na série de sistemas hidrotermais do tipo IOGC:

- Um primeiro grupo, caracterizado por mineralização de alta temperatura, e altas razões de K/Na e Si/Fe nos estágios de alteração hidrotermal. Esses autores sugerem que tais características são diagnósticas de fluidos de fonte magmática, que se sobrepõem aos fluidos presentes em sistemas de (Cu-Au)-pórfiro.
- Um segundo grupo é mais enriquecido em óxidos, empobrecidos em enxofre na mineralização, apresentam baixas razões Si/Fe e volumosas alterações ricas em álcalis (Na >>> K). Esses depósitos seriam formados por fluidos provenientes de salmouras não magmáticas.

Eles ainda relatam que membros híbridos entre ambos os tipos já foram identificados.

Quando comparado as características do depósito Borrachudo com as descrições de Barton and Johnson (2000) para depósitos com fontes magmáticas ou fontes externas, é mais provável que o Borrachudo seja do tipo híbrido, por apresentar similaridades com ambos os grupos, como pode ser acompanhadas pelas marcações em cinza na tabela 8.

Tabela 8. Características de depósitos IOCG com fonte de fluidos admitida como de origem magmática ou de origem híbrida por Barton and Johnson (2000). Campos ressaltados em cinza indicam as feições do depósito Borrachudo.

Fonte de fluidos	MAGMÁTICA	HÍBRIDO
Magmático	*Estreita ligação com intrusões ígneas, tipicamente porfíricas. *Tipicamente relacionados a intrusões intermediárias a félsicas (calci-alcálinas a alcalinas)	*Configurações variadas *Pórfiros podem estar presentes no distrito
Metais	*Enriquecimento em Cu e Au bem correlacionados. U e Co geralmente baixos. Sulfetos são comuns *Metais com veios de quartzo (alta temp.) e alteração potássica +/- assembléia ácida *Magnetita muito difundida (< 5 a 15%) *Há forte enriquecimento em ETR *Comumente zonas de Au-Ag, ou metais base	*Tipicamente enriquecidos em Cu e Au + Ag, pode ou não ocorrer Co e U *Metais tipicamente tardios com paragêneses de moderada ou altas temperaturas *Mt (> ± Hm) abundante (> 15%) tipicamente antes da sulfetação *ETR variável, tipicamente altos *Raras zonas de Ag-metais base
Notas	*Tipicamente bem mineralizados. Alguns são pobres em Cu-Au e ricos em pirita e magnetita	*Ocorrências reconhecidas são tipicamente bem mineralizadas. Mas podem não ser econômicas
Alterações Hidrotermais	*Alteração potássica (Alta temp.) comumente coincidindo com ocorrência de metais *Veios de qtz (alta temp.) abundantes *Superposição de alteração ácida rica em pirita *Alteração Na-Ca só em sistemas fortemente alcalinos ou híbridos	*Alteração potássica, mas nem sempre próxima ao depósito. De alta e/ou baixa temperatura *Qtz (alta temp) e anidrita podem ser comuns ou ausentes *Alteração ácida (chl ou sericita) podem ou não associar-se a metais
Fluidos	*Presença de sulfatos (alta temp.) - anidrita *Moderados a altas salinidades, podem ser hipersalinos, fluidos tardios podem ser diluídos *Minerais filhos: Calcopirita, minerais de Fe são raros	*Volumosa alteração Na-Ca (> 10 Km ³) *Moderados a altas salinidades, podem ser hipersalinos, fluidos tardios salinos *Minerais filhos: fases com Cu e/ou Fe
Isótopos	*Indicam fonte ígnea (tipicamente magmática) +/- fluidos externos tardios	*Variáveis: alguns claramente não-magmáticos, mas assinaturas ígneas são comuns
Fonte de metais	*Magmas	*Magmas e rochas hospedeiras

8. CONCLUSÕES

O depósito de cobre Borrachudo localiza-se próximo da Serra do Rabo, na extremidade leste da Zona de Cisalhamento de Carajás e é hospedado em rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias e em microgabros, que são atribuídos ao Grupo Grão-Pará, neoarqueano (2,76 a 2,74 Ga).

O complexo sistema mineral Borrachudo evoluiu em dois eventos hidrotermais. O primeiro está intimamente associado com a deformação dúctil e abrange sete estágios de alteração hidrotermal, representados por alteração sódica I, silicificação I, formação de magnetita + apatita, seguida de grunerita + turmalina + magnetita, pargasita + magnetita, alteração cálcica e alteração potássica. O desenvolvimento das associações minerais hidrotermais nesse estágio antecedeu ou foi concomitante ao desenvolvimento da foliação, mas brechas formadas possivelmente por sobrepressão de fluidos foram reconhecidas nesse evento. O segundo evento vincula-se a estruturas predominantemente rúpteis, com recorrência de alguns estágios hidrotermais, tais como silicificação II, alteração sódica II e alteração potássica II, além do desenvolvimento de cloritização e carbonatização.

A mineralização cuprífera principal do depósito Borrachudo associa-se ao segundo evento hidrotermal, mas, subordinadamente, fraca mineralização de cobre também é associada à deformação dúctil.

Os tipos de alteração hidrotermal do 1º evento (sódica, sódica-cálcica, potássica, e principalmente com ferro-P) são muito semelhantes aos reconhecidos em depósito do tipo IOCG. Porém, no 2º evento volumes mais expressivos de óxidos de ferro, representados por magnetita, que caracterizam os depósitos IOCG não foram identificados. A recorrência de alguns estágios de alteração hidrotermal alcalina, o enriquecimento em Co, ETR, F, P, U e Th, indicado pela presença de calcopirita, cobaltita, apatita, uraninita e thotita assim como a assinatura magmática de isótopos de enxofre pode indicar herança química de um sistema IOCG prévio, a partir de mecanismos de interação fluido-rocha, envolvendo lixiviação de zonas de alteração hidrotermal previamente formadas.

As características dos fluidos hidrotermais responsáveis pela formação da brecha com quartzo pré-mineralização que hospeda as inclusões fluidas da FIA 1 (inclusões aquosas, aquocarbônicas e carbônicas) revelam temperaturas muito elevadas (300 a 500° C, até > 600° C) e altas salinidades (38 a 61% em peso equivalente de NaCl). Tais fluidos, considerados como relacionados ao primeiro evento hidrotermal, muito provavelmente evoluíram por imiscibilidade de um fluido originalmente magmático, que se separou em um fluido altamente salino e em um fluido rico em gás carbônico, sofrendo posteriormente diluição.

A idade desse 1º evento hidrotermal é desconhecida, porém os estágios hidrotermais controlados por estruturas dúcteis refletem circulação regional de fluido, ao longo de zonas de cisalhamento. Dessa forma, é possível que esse evento seja relacionado à reativação da Zona de Cisalhamento Carajás no Neoarqueano, de forma análoga ao reconhecido nos depósitos de Cristalino e Sossego (corpo Sequeirinho), que ocorrem ao longo do mesmo *trend* estrutural do depósito Borrachudo. Na Província Carajás, também há expressivo magmatismo granítico alcalino no Neoarqueano (Granito Planalto - 2,74- 2,70 Ga). Tais corpos podem ser admitidos como importante fonte de fluidos magmáticos, que estão presentes na formação da FIA 1.

Os fluidos hidrotermais que participaram do 2º evento, formando as inclusões fluidas aquosas da FIA 2, aprisionadas em quartzo sin-mineralização em veio, são diferentes dos anteriores. Possuem valores mais baixos de temperatura (170º a 365º C, até > 500º C) e salinidade (30 a 43 % em peso equivalente de NaCl) e refletem possivelmente a evolução de um fluido salino que se tornou mais diluído a partir da mistura com fluidos externos, de origem meteórica ou provenientes da água do mar. Essa mistura de fluidos mais tardios foi muito importante para a formação da mineralização de cobre principal, pois possibilitou a diluição e diminuição da temperatura do sistema, processo necessário para a precipitação do cobre na forma de sulfetos.

A idade de ca. 2,01 Ga obtida em titanita hidrotermal do depósito Borrachudo é atribuída à mineralização cuprífera principal do 2º evento hidrotermal e pode ser relacionada a eventos tectônicos do Orosiriano, que permitiram a circulação de fluidos hidrotermais externos.

O conjunto de dados obtidos nesse estudo sugere que os episódios de mineralização cupríferas na Província Carajás foram múltiplos, incluindo eventos no Riachão-Orosiriano, ainda pouco reportados na província. Revela uma evolução complexa do sistema mineral decorrente da evolução de magmas alcalinos, possivelmente durante o Neoarqueano, com exsolução de fluidos magmáticos de elevadas temperaturas, imiscibilidade e mistura de fluidos, seguida por intensos processos de interação fluido-rocha, além de lixiviação de metais e outros componentes durante circulação de fluidos hidrotermais, controlada por eventos tectônicos episódicos.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, C.A; Bernaldelli, A. L.; Beisiegel, V.R. 1986. A jazida de níquel laterítico Vermelho, serra dos Carajás, Pará. In: PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS DO BRASIL. Schobbenhaus, c.R. 7 Coelho, C.E.S. (Coords.), DNPM, 2, p.325-340.
- Araújo, O.J.B. and Maia, R.G.N., 1991 - Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.136 p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João, X.S. Costa, and J.B.S., 1988, A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino Americano de Geologia., 7, pp. 324 - 333
- Archer Donald G. (1992) Thermodynamic Properties of the NaCl + H₂O System II. Thermodynamic Properties of NaCl(aq), NaCl·2H₂O(cr), and Phase Equilibria. *Journal of Physical Chemistry Reference Data*, **28**, 1-17.
- Avelar, V.G., 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocrystal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental. 1996. 149 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia JR, F.C., and Macambira, E.M.B., 1999, O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*. 29(4): 453-46
- Bakker RJ (2003) Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, **194**, 3-23.
- Barbosa, J.P.O., 2004, Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás: Unpublished Master Thesis, Univesidade Federal do Pará, Belém, 112 p
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P., 2001. Idade de zircões do complexo granítico estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. Resumos expandidos. Belém: SBG-Núcleo Norte
- Barros, C.E.M. 1997. Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brèsil). Tese de Doutorado. Université Henri Poincaré, Nancy. 316 p.
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P., 2001. Idade de zircões do complexo granítico estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. Resumos expandidos. Belém: SBG-Núcleo Norte.

Barros, C.E.M., Macambira, M.J.B., Barbey P., and 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. Brasil. Geoci.* 34, 531–538

Barton M.D.; David A.J. 2000. Alternative brine sources for Fe-Oxide(-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In: *HYDROTHERMAL IRON OXIDE COPPER-GOLD & RELATED DEPOSITS: A GLOBAL PERSPECTIVE*, Porter, T.M. (Ed.), Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp 43-60.

Beisiegel, V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 1., Belém. Anexo aos anais do Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém: SBG-Núcleo Norte. 87-95.

Beisiegel, V.R., Bernardelli, A.L., Drummond, N.F., Ruff, A.W., Tremaine, J.W., 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3, (4): 215-242

Borisenko, A.S. 1978. Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric metho. *Sov. Geol. Geophys.* V.18, p.11-19.

Brow, P.E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74, p.1390-1393.

Bowers, T.S. Helgeson, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O–CO₂–NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state H₂O–CO₂–NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, p.1247–1275.

Brown, P.E., and Lamb, W.M. (1989) P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, p.1209-1221.

Calabrez L.G., 2015. Caracterização paragenética das zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas do Depósito de Cobre Borrachudo, Província Carajás. São Paulo, Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, USP, 78 p.

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

Costa, J.B.S., Araújo, O.J.B., Santos, A., Jorge, J.X.S., Maccambira, M.J.B., Jafon, J.M., 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*. 7, Série Ciências da Terra. 7, 199-235.

CVRD/CMM, 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém. Resumos das Comunicações do Congresso Brasileiro de Geologia. Belém: SBG Núcleo Norte, 2, 78-80.

Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., and Oliveira, D.C., 2005, Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos* 80: 101 –129.

Davis D.W.; Lowenstein, T.K; Spencer, R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 54, p.591-601.

Diamond, L.W., 1990. Fluid inclusion evidence for P–V–T–X evolution of hydrothermal solutions in late-Alpine gold–quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, northwest Italian Alps. *American Journal of Science*, 290, p. 912–958.

DOCEGEO, 1984. Relatório de pesquisa do projeto Cobre Carajás-Pojuca. Belém, 1, 149 p.

DOCEGEO, 1988, Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG, Proceedings, 11 54.

Dreher, A.M. 2004. Depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, 221 p.

Dugdale, A.L., Hagemann, S.G., 2001. The Bronzewing lode–gold deposit, Western Australia: P–T–X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chemical Geology*, 173, 59–90.

Duschek, W.; Kleinrahm, R.; Wagner, W. 1990. Measurements and correlation of the (pressure, density, temperature) relation of carbon dioxide II. Saturated-liquid and saturated-vapour densities and the vapour pressure along the entire coexistence curve. *Journal of Chemical Thermodynamics*, 22, p. 841-864.

Eldridge, C.S.; Compston, W.; Williams, J.W.; Harris.; Bristow, J.W. 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, 353, p. 649-653.

FARIAS, N.F.; Santos, A.B.S.; Biagini, D.O.; Vieira, E.A.P.; Martins, L.P.B.; Sauressig, R.. 1984. Jazida de Cu e Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás – PA. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro: SBG, 8, p. 3658-3668.

Feio, G.R.L. 2011. Magmatismo Granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, UFPA, Brasil. 205 p.

Feio, G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., and Soares J.E.B., 2012a, Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*.

Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, MJB, Gomes, ACB, Sardinha, AS, Oliveira, DC, Santos, RD, and Santos, PA., 2012 b, Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?. *Lithos*, 151: 57-73.

Feio, G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., and Soares J.E.B., 2012a, Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian*, 227:157-186.

Ferreira Filho, C.F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B., Junqueira-Brod, T.C., and Siepierski, L. 2007, Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: Rosa-Costa, L. T., Klein, E.L., Viglio, E.P. (Ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 5, p. 1 -14.

Figueiredo E Silva, R.C.; Lobato, L.M.; Rosière, C.A. 2005. Petrografia e geoquímica em jaspilitos e minérios hidrotermais de ferro dos depósitos da Serra Norte (N1,N4E, N4W e N5E), Província Mineral Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., Gramado. Resumos expandidos do Simpósio Brasileiro De Metalogenia. Gramado: SBG, 1 CD-ROM.

Galarza, M.A. 2002. Geocronologia e geoquímica isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás, Brasil. Belém. Tese de Doutorado, UFPA, 214p.

Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., and Olszewski Jr., W.J., 1986, Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201 –211.

Gomes, A.C.B., 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Belém. Dissertação de Mestrado, UFPA, 160p.

Hersberg, G. 1945. *Infrared and Raman Spectra of Polyatomic Molecules*. Van Nostrand, Princeton. 285 p.

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

Hitzman, M.W., Oreskes, N, Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precamb Res* 58, 241–287.

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

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

Huhn, S.B., Macambira, M.J.B., and Dall'Agnol, R., 1999b, Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Boletim de Resumos, p. 463-466.

Justo, A. P., 2014. Programa Geologia do Brasil - PGB Serra dos Carajás - SB.22-Z-A-II Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000

Krymsky, R.S.; Macambira, J.B.; Macambira, M.J.B. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. Resumos... Belém: PRONEX/SBG, 2002. p. 41.

Lindenmayer, Z.G.; Laux, J.H.; Teixeira, J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. Revista Brasileira de Geociências, 31(1):21-28,

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: Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros. ADIMB. Capítulo II, p. 81-139.

Lindenmayer, Z.G.; Almeida, D.P.M.; Laux, J.H. 1994 Contribuição a petrologia dos basaltos da Serra Sul, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. Resumos expandidos. SBG. 41-42

Linke, W.F. 1965. Solubilities: Inorganic and metal-organic compounds. Washington, American Chemical Society, 2, 1914 p.

Lobato, L.M., Roaière, C.A., Silva, R.C.F., Zucchetti, M., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Rios, F.J., Pimentel, M., Mendes, G.E. and Monteiro, A.M., 2005, A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás - controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da Província. In: Marini, J.O.; Queiróz, E.T.; Ramos, W.B. (eds.), Caracterização de distritos mineiros da Amazônia. DNPM-CT-Mineral-ADIMB, 25–92.

Macambira, J.B.; SILVA, V.F. 1995 Estudo petrológico, mineralógico e caracterização das estruturas sedimentares e diagenéticas preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, v. 7, p. 363-387. (Série Ciências da Terra).

Macambira, E.M.B., and Vale, A.G., 1997, São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília: CPRM. 344 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

Macambira, J.B., 2003, O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Unpublished Ph.D Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, 217p

Macambira, J.B. et al. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca: relatório final. Belém: SEPLAN/Docegeo/UFPA; DNPM/Docegeo/UFPA. 150 p.

Macambira, J.B., Macambira, M.J.B., Scheller, T., and Gomes, A.C.B., 1996, Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás-Pará: indicador da idade dos BIFs. In: SBG/NE, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 516– 518.

Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozoico no sudeste do Cráton Amazônico. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Brazil, Sociedade Brasileira de Geologia Anais..., CD-ROM

Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Barros, C.E.M., Scheller, T., 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., Salvador. Short papers... Salvador 205-208.

Machado, N., Lindenmayer, D.H., Krough, T.E., Lindenmayer, Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precamb. Res.* 49, 329-354.

Medeiros Neto, F.A.; Villas, R.N.N. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E-Pojuca, Serra dos Carajás. 1985. Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém: SBG-Núcleo Norte, 3, p. 97-112.

Meirelles, M.R., 1986, Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. Unpublished Master Thesis, UnB, pp.

Meireles, E. De M.; Hirata, W.K.; Amaral, A.F. Do; Medeiros Filho, C.A. Gato, W. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Para. Anais, 31II Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. v5, 2164-2174

Meirelles, M.R., and Dardenne, M.A., 1991, Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA. Revista Brasileira de Geociências, 21: 41-50.

Melo, G. 2014. Evolução temporal do depósito de Óxido de Ferro-Cobre-Ouro de Salobo, Província Carajás. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, 81 p.

Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Souza Filho, C.R., Augustoto, R.A. 2007. Aplicação de Isótopos Estáveis ao estudo dos padrões de distribuição das zonas de alteração hidrotermal associados ao

sistema de Óxido de Ferro-Cobre-Ouro Sossego, Província Mineral de Carajás. Anais do XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Atibaia – SP.

Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R., and Torresi, I., 2008a, Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 43:129–159.

Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Hitzman, M.W., Juliani, C., Souza Filho, C.R., and Carvalho, E.R., 2008b, Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 34:317–336.

Moreto, C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., and Souza Filho C.R., 2011, Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46, p. 789–811.

Moreto, C.P.N.; Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Creaser, R.A.; Dufrane, S. Andrew; Melo, G.H.C.; Delinardo M.A.S.; Tassinari, C.C.G. ; Sato, K. 2014. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, 50, p. 517–546.

Moreto, C.P.N.; Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Creaser, R. A. ; DuFrane, A. ; Tassinari, C. G.; Sato, K.; Kemp, A. ; Amaral, W. S. 2015. Neoarchean and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajas Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 110, p. 809–835,

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

NOGUEIRA, A.F.C. 1995. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás-PA. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 167 p.

Pestilho, A.L.S., 2008, Depósito de Cu-(Zn-Ni) do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA: Evolução paragenética e dos fluidos mineralizantes. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Estadual de Campinas, 86 p.

Pestilho, A.L.S., 2011, Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleossistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas. 71 p.

PINHEIRO, R.V.L.; NOGUEIRA, A.C.R. 2003. Carajás: Bacia transtensiva invertida em flor positiva ou segmento de bacia extensional localmente invertida por transpressão? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. Resumos expandidos... Manaus: SBG-Núcleo Norte.1 CD-ROM.

Pollard P.J. 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. In: HYDROTHERMAL IRON OXIDE COPPER-GOLD & RELATED DEPOSITS: A GLOBAL PERSPECTIVE, Porter, T.M. (Ed.), Vol. 1; PGC Publishing, Adelaide, pp 27-41.

Ramboz, C., Pichavant, M., Weisbrod, A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. *Chemical Geology* 37, p. 29–48.

Requia K, Fontboté L (2001) The Salobo iron oxide copper–gold hydrothermal system, Carajás Mineral Province, Brazil. *Geology Society of America Abstr Prog* 33(6):2

Réquia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2003. Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajá Mineral Province, northern Brazil. *Miner. Depos.* 38, 727–738.

Ribeiro, A.A., 2008. Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do Depósito Cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, UFOP, 127p.

Ricci, P.S.F., Carvalho, M.A., 2006, Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnokitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, [CDROM].

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. In: Ribbe, P.H. (Ed.), *Reviews in Mineralogy*, vol. 12. Mineralogical Society of America. 646 pp.

Rosso, K.M.; Bouldnar, R.J. 1995. Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 59, p. 3961-3975.

Santos, J.O.S., 2003, Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, vol. 4, pp. 169–226.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., and Fletcher, I.R., 2000, A new understanding of the provinces of Amazon Craton based on field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.

Sardinha, A.S., Barros, C.E. de M., Krymsky, M., 2006, Geology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Archean (2.74Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 20, p. 327–339.

Saueressig, R. Depósito de cobre e zinco do Corpo Quatro, Pojuca. 1988. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. Anexo aos anais... Belém: SBG, 1988. p. 115-119.

Seyfried, W.E.; Ding, K.; Berndt, M.E.; Chen, X. 1999. Experimental and Theoretical controls on the composition of mid-ocean ridge hydrothermal fluids. *Reviews in Economic Geology*.

Sherman D.M. 2000. Metal complexation and ion association in hydrothermal fluids: insights from quantum chemistry and molecular dynamics. *Geofluids*, 10, p. 41-57.

Silva, A.R.C. 2013. Estudos isotópicos (Pb, O, H, S) em zonas alteradas e mineralizadas do depósito Cupro-Aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém. 73 p.

Silva, K.S. 2015. Geologia, petrologia, geocronologia e mineralizações sulfetadas do Complexo Ézio, Província Mineral de Carajás, Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 158 p.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia. In: DNPM. Projeto Radam. Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. RJ, il. p.143.

Silva, M.G., Teixeira, J.B.G., Pimentel, M.M., Vasconcelos, P.M., Arielo, A. and Rocha, W.J.S.F., 2005, Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do Alvo GT46 (Igarapé Cinzento, Carajás). In: Marini, O.J., Queiroz, E.T., Ramos, B.W. (eds.), *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*, 94-151.

Soares, A.D.V. et al. Geologia regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, extremo oeste da Província Mineral de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. Anais. Belém: SBG, 1988. v. 6, p. 2704-2712.

Tallarico, F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositsin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., and Rego J.L., 2005, Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology* 100:7–28.

Tassinari, C.C.G., and Macambira, M., 2004, A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds.). *Geologia do Continente SulAmericano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471 -485

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.

Tassinari, C.C.G., 1996, O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre Docência, IG-USP, 139p.

Tavares, F.M. 2015. Evolução Geotectônica do Nordeste da Província Carajás. Tese do Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 115 p.

Tazava E, Oliveira C.G., Gomes N.S. 1999. Ocorrência de ferropirosmalita nas brechas mineralizadas do depósito de Au-Cu (□□ETR-U) de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3) p. 345-348.

Teixeira W, Tassinari Ccg, Cordani Ug, Kawashita K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res* 42: 213–227

Teixeira J.B.G., Ohmoto H., Eggler D.H. 1997. Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brazil. *In*: M.L. Costa & R.S. Angélica (Coord.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, p. 161-203

Teixeira, J.B.G., 1994, Geochemistry, petrology, and tectonic setting of archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. 1994. 161p. Unpublished PhD Dissertation.

Torresi, I, Bortholoto, D.F.A., Xavier, R.P., and Monteiro, L.V.S., 2012, Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 47: 299-323.

Torressi, I.; Xavier, R.P.; Bortholoto, D.F.A.; Monteiro, L.V.S. 2011. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 47, p. 299-323.

Trendall, A.F., Basei, M.A.S., De Laeter, J.R., and Nelson, D.R., 1998, SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 265-277.

Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., and Silva, H.R., 2008, *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores: M.L Vasquez, L.T. Rosa-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Villas, R.N.; Galarza, M.A.; Almada, M.C.; Viana, A.S.; Ronzê, P. 2001. Geologis do Depósito de Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. *In*: *Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. ADIMB. Capítulo IV, p. 215-240.

Wilkinson, J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, p. 229-272.

WINTER, C.J. 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archaean ironformation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil. Tese de Doutorado. University of Southampton, Uk. 173 p.

Wirth, K.R., Gibbs, A.K., and Olszewski, W.J.Jr., 1986, U Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 16: p.195-200.

Xavier, R.P.; Wiedenbeck, M.; Trumbull, E.B.; Dreher, A.M.; Monteiro, L.S.V.; Rhede, D.; Araújo, C.E.G.; Torresi, I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporates as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *The Geological Society of America. GSA.* 36, p. 743-746.

Zotov, A.V.; Kudri, A.V.; Levin, K.A.; Shikina, N.D.; Var'yash, L.N. 1994. Experimental studies of the solubility and complexing of selected ore elements. In: *FLUIDS IN THE CRUST: EQUILIBRIUM AND TRANSPORT PROPERTIES*. K.1. Shmulovich, B.W.D. Yardley and G.G. Gonchar. Chapman & Hall, London.

Zuchetti, M., 2007, Rochas máficas do grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 E N5, Carajás, PA: Unpublished Ph.D. Dissertation, Universidade Federal de Minas Gerais, 165p.

ANEXO 1

(DADOS SEMI-QUANTITATIVOS DE EDS AO MEV)

Tabela 1. Resultados de análise via EDS – MEV dos **anfíbólios da Figura 11**. Dados semi-quantitativos em EDS (peso - %) e dados normalizados e classificados (peso de óxido - %) segundo Locock (2014).

Anfibólios da Figura 11B					Anfibólios da Figura 11D						
Mineral	GRUNERITA (núcleo)		Fe-PARGASITA (borda)		Mineral	Fe-PARGASITA (núcleo)		ACTINOLITA (borda)		K-Fe-SADANAGAITA (borda)	
Elemento	EDS Peso (%)	Classif. Locock Peso de óxido (%)	EDS Peso (%)	Classif. Locock Peso de óxido (%)	Elemento	EDS Peso (%)	Classif. Locock Peso de óxido (%)	EDS Peso (%)	Classif. Locock Peso de óxido (%)	EDS Peso (%)	Classif. Locock Peso de óxido (%)
Si	26,45	56,59	26,97	57,70	Si	19,38	41,46	28,26	60,46	16,01	34,25
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,20	0,38	0,26	0,49	Al	7,75	14,64	0,33	0,62	14,18	26,79
Fe	21,70	27,92	11,25	14,47	Fe	20,43	26,28	15,77	20,29	18,61	23,94
Mn	0,29	0,37	0,00	0,00	Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	9,01	14,94	8,95	14,84	Mg	3,20	5,31	7,43	12,32	2,54	4,21
Ca	0,46	0,64	9,40	13,15	Ca	8,42	11,78	9,64	13,49	7,24	10,13
Na	0,31	0,42	0,00	0,00	Na	1,58	2,13	0,19	0,26	1,19	1,60
K	0,00	0,00	0,00	0,00	K	1,54	1,86	0,00	0,00	1,66	2,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	Cl	3,80	3,80	0,00	0,00	3,92	3,92
O	41,43	-	43,28	-	O	45,55	-	49,27	-	48,85	-
TOTAL	99,85	101,26	100,11	103,46	TOTAL	111,65	103,46	110,89	107,43	114,20	102,93

Tabela 2. Resultados de análise via EDS – MEV de **turmalina da Figura 11**. Legenda: n.a – não adquirido, σ – desvio padrão.

Turmalina da Figura 11 F				
Mineral	TURMALINA (núcleo)		TURMALINA (borda)	
Elemento	Peso (%)	σ	Peso (%)	σ
Na	1.47	0.10	1.19	0.09
Mg	3.23	0.11	4.62	0.11
Al	13.32	0.16	14.12	0.16
Si	16.73	0.18	17.23	0.18
K	0.13	0.05	n.a	n.a
Ca	1.06	0.06	1.39	0.07
Ti	0.38	0.06	0.27	0.06
Fe	11.87	0.21	7.74	0.18
O	39.35	0.31	39.70	0.30
Total	87.53		86.25	

Tabela 3. Resultados de análise via EDS – MEV de **titanita da Figura 15 C**. Legenda: σ – desvio padrão.

Titanita da Figura 15 C				
Mineral	TITANITA (porção escura)		TITANITA (porção clara)	
Elemento	Peso (%)	σ	Peso (%)	σ
Al K	2,06	0,08	1,01	0,07
Si K	14,29	0,15	14,56	0,15
Ca K	19,78	0,17	20,58	0,17
Ti K	20,41	0,21	22,75	0,22
Fe K	0,59	0,10	0,00	0,00
O	39,90	0,28	40,89	0,27
TOTAL	97,03		99,79	

Tabela 4. Resultados de análise via EDS – MEV de **titanita da Figura 15 F**. Legenda: σ – desvio padrão.

Chamosita e Titanita da Figura 15 F				
Mineral	CHAMOSITA		Mineral	Y-TITANITA
Elemento	Peso (%)	σ	Elemento	Peso (%) σ
Mg	7.83	0.14	Al	2.29 0.08
Al	9.21	0.14	Si	14.78 0.15
Si	12.20	0.15	Ca	18.90 0.16
Fe	23.36	0.26	Ti	20.41 0.20
O	42.27	0.42	Fe	0.89 0.10
			Y	3.77 0.25
TOTAL	94.86		O	39.70 0.30
			TOTAL	104.85

Tabela 5. Resultados de análise via EDS – MEV de **minerais de minério da Figura 20.** Legenda: σ – desvio padrão.

Siegenita, violarita e cobaltita da Figura 20

Mineral	SIEGENITA		VIOLARITA		Mineral	COBALTITA	
Elemento	Peso (%)	σ	Peso (%)	σ	Elemento	Peso (%)	σ
S	44,47	0,26	38,00	0,25	S	20,54	0,21
Ni	33,26	0,40	38,29	0,42	Ni	1,55	0,19
Fe	5,27	0,16	19,27	0,25	Fe	1,41	0,12
Co	18,73	0,29	6,50	0,22	As	43,78	0,39
TOTAL	101,72		102,07		Co	33,29	0,35
					TOTAL	102,07	

Tabela 6. Resultados de análise via EDS – MEV de **minerais da Figura 21B.** Legenda: σ – desvio padrão.

Minerais da Figura 21B

Mineral	K-FELDSPATO		Mineral	CI- APATITA	
Elemento	Peso (%)	σ	Elemento	Peso (%)	σ
Al	9.29	0.12	P	19.77	0.17
Si	30.68	0.21	Cl	0.63	0.06
K	14.01	0.16	Ca	38.75	0.24
O	46.09	0.26	O	41.00	0.25
TOTAL	100.08		TOTAL	100.15	

Tabela 7. Resultados de análise via EDS – MEV de **minerais da Figura 21D.** Legenda: σ – desvio padrão.

Minerais da Figura 20D								
Mineral	TITANITA		Mineral	CI-F APATITA		Mineral	ALLANITA	
Elemento	Peso (%)	σ	Elemento	Peso (%)	σ	Elemento	Peso (%)	σ
Al	1,29	0,08	F	3,60	0,61	Al	9,09	0,15
Si	14,99	0,16	P	19,99	0,19	Si	16,82	0,19
Ca	19,81	0,18	Cl	0,71	0,07	Cl	0,52	0,08
Ti	21,77	0,23	Ca	37,93	0,25	Ca	8,98	0,14
Fe	0,40	0,10	O	40,96	0,26	Fe	10,13	0,24
O	40,85	0,29	TOTAL	103,19		La	3,72	0,35
TOTAL	99,11					Ce	8,49	0,43
						Nd	4,50	0,33
						Sm	1,00	0,33
						O	38,19	0,43
						TOTAL	101,44	

Tabela 8. Resultados de análise via EDS – MEV de **minerais da Figura 21F**. Legenda: σ – desvio padrão, *- elementos devem ser de interferência dos minerais próximos.

Minerais da Figura 20F

[illegible]

Tabela 9. Resultados de análise via EDS – MEV de **thoritas da Figura 22C**. Legenda: σ – desvio padrão, *- elementos devem ser de interferência dos minerais próximos.

Thoritas da Figura 22C

Fe-U-Y-Nd-Sn-Ca-thorita			U-Y-Fe-Ca-thorita		
Mineral			Mineral		
Elemento	Peso (%)	σ	Elemento	Peso (%)	σ
Al	0,22*	0,08	Si	9,9	0,14
Si	9,08	0,14	Ca	1,36	0,1
Ca	0,49	0,11	Fe	2,73	0,16
Fe	5,76	0,19	Y	4,15	0,29
Y	3,22	0,28	Th	39,76	0,67
Sn	1,19	0,33	U	11,64	0,63
Pb	2,24	0,29	O	21,17	0,42
Th	42,24	0,7	TOTAL	90,72	
U	16,79	0,73			
O	22,66	0,49			
TOTAL	103,9				

ANEXO 2

(ASSEMBLEIAS DE INCLUSÕES FLUIDAS)

Tabela 1. Características das inclusões fluidas da FIA-1 (brecha mineralizada).

FIA 1 (BRECHA MINERALIZADA - FD-45 133,10) (Quartzo pré-mineralização)									
Campo	IF	Classificação	Morfologia	Composição	Fases (25°C)	Sólidos			
						1	2	3	4
1	1	Tipo 2A	oval	aquosa	L-V-S	C			
	2	Tipo 2A	irregular comprida	aquosa	L-V-S	C			
	3	Tipo 2A	oval comprida	aquosa	L-V-S	RD			
	4	Tipo 2A	irregular comprida	aquosa	L-V-S	I			
	5	Tipo 3A	oval	aquocarbônica	L _{H2O} - L _{CO2}				
	6	Tipo 2B	oval a irregular	aquosa	L-V-S II	I	RD		
	7	Tipo 2A	irregular comprida	aquosa	L-V-S	C			
	8	Tipo 2A	oval	aquosa	L-V-S	C			
	9	Tipo 2A	irregular a oval	aquosa	L-V-S	O			
	10	Tipo 2A	irregular comprida	aquosa	L-V-S	I			
	11	Tipo 2B	oval	aquosa	L-V-S III	RD	RD	RD	
	12	Tipo 1	irregular a redonda	aquosa	L - V				
	13	Tipo 2A	irregular	aquosa	L-V-S	C			
	14	Tipo 2B	oval	aquosa	L-V-S IV	RD	RD	RD	O
	15	Tipo 2A	irregular	aquosa	L-V-S	RD			
	16	Tipo 2A	irregular comprida	aquosa	L-V-S	RD			
	17	Tipo 2B	irregular	aquosa	L-V-S II	CD	RD		
	18	Tipo 1	irregular	aquosa	L - V				
	19	Tipo 2B	irregular comprida	aquosa	L-V-S II	C	I		
	20	Tipo 2B	oval	aquosa	L-V-S IV	C	RT	RD	O
	21	Tipo 2A	negativa	aquosa	L-V-S	RD			
	22	Tipo 2A	negativa	aquosa	L-V-S	C			
	23	Tipo 2A	oval	aquosa	L-V-S	O			
	24	Tipo 2B	oval comprida	aquosa	L-V-S III	C	RT	RD	
	25	Tipo 2A	negativa	aquosa	L-V-S	I			
2	1	Tipo 1	oval	aquosa	L - V				
	2	Tipo 3A	oval	aquocarbônica	L _{H2O} - L _{CO2}				
	3	Tipo 4	oval	carbônica	L _{CO2}				
	4	Tipo 4	redonda	carbônica	L _{CO2}				
	5	Tipo 4	redonda	carbônica	L _{CO2}				
	6	Tipo 4	oval	carbônica	L _{CO2}				
	7	Tipo 2A	quadrada	aquosa	L-V-S	RD			
	8	Tipo 1	oval	aquosa	L - V				
	9	Tipo 2A	quadrada	aquosa	L-V-S	RD			
	10	Tipo 2A	oval	aquosa	L-V-S	O			
	11	Tipo 1	quadrada	aquosa	L - V				
	12	Tipo 2A	oval	aquosa	L-V-S	RT			
	13	Tipo 1	oval	aquosa	L - V				
3	1	Tipo 3B	negativa	aquocarbônica	L _{H2O} - L _{CO2} - S	RD			
	2	Tipo 3A	negativa a oval	aquocarbônica	L _{H2O} - L _{CO2}				
	3	Tipo 3B	redonda a irregular	aquocarbônica	L _{H2O} - L _{CO2} - S	RD			
	4	Tipo 3B	negativa a oval	aquocarbônica	L _{H2O} - L _{CO2} - S	RD			
	5	Tipo 3A	oval	aquocarbônica	L _{H2O} - L _{CO2}				

Continuação - FIA 1 (BRECHA MINERALIZADA - FD-45 133,10) (Quartzo pré-mineralização)									
Campo	IF	Classificação	Morfologia	Composição	Fases (25°C)	Sólidos			
						1	2	3	4
3	6	Tipo 4	oval	carbônica	L CO2				
	7	Tipo 4	negativa	carbônica	L CO2				
	8	Tipo 4	oval	carbônica	L CO2				
	9	Tipo 2A	oval comprida	aquosa	L-V-S	O			
	10	Tipo 2A	oval	aquosa	L-V-S	RD			
	11	Tipo 1	oval	aquosa	L - V				
	12	Tipo 2B	oval comprida	aquosa	L-V-S II	C	RD		
	13	Tipo 1	negativa	aquosa	L - V				
	14	Tipo 1	negativa	aquosa	L - V				
	15	Tipo 1	redonda	aquosa	L - V				
	16	Tipo 1	oval comprida	aquosa	L - V				
	17	Tipo 1	negativa	aquosa	L - V				
	18	Tipo 1	triangular	aquosa	L - V				
	19	Tipo 2B	irregular comprida	aquosa	L-V-S II	RT	RD		
	20	Tipo 1	negativa	aquosa	L - V				
	21	Tipo 2A	negativa	aquosa	L-V-S	RD			
	22	Tipo 1	oval comprida	aquosa	L - V				
	23	Tipo 2A	negativa	aquosa	L-V-S	RD			
	24	Tipo 2B	oval	aquosa	L-V-S II	RD	O		
	25	Tipo 2A	oval	aquosa	L-V-S	O			
	26	Tipo 2A	oval comprida	aquosa	L-V-S	RD			
	27	Tipo 2A	irregular	aquosa	L-V-S	RD			
	28	Tipo 1	irregular	aquosa	L - V				
	29	Tipo 1	negativa	aquosa	L - V				
	30	Tipo 1	oval	aquosa	L - V				
	31	Tipo 1	negativa	aquosa	L - V				
	32	Tipo 1	oval comprida	aquosa	L - V				
	33	Tipo 2B	triangular	aquosa	L-V-S II	RD	RD		
	34	Tipo 1	negativa	aquosa	L - V				
	35	Tipo 1	irregular e grande	aquosa	L - V				
	36	Tipo 2A	redonda	aquosa	L-V-S	I			
	37	Tipo 1	negativa	aquosa	L - V				
	38	Tipo 1	irregular a negativa	aquosa	L - V				
	39	Tipo 1	irregular a negativa	aquosa	L - V				
	40	Tipo 2A	redonda a negativa	aquosa	L-V-S	RD			
	41	Tipo 2A	redonda a negativa	aquosa	L-V-S	O			
	42	Tipo 2B	irregular comprida	aquosa	L-V-S II	C	C		
	43	Tipo 2A	negativa	aquosa	L-V-S	RD			

LEGENDA: Fases a 25°C: L: líquido, V: vapor, S: sólido, II a IV: indica a quantidade de sólidos presentes na inclusão fluida. Formato dos sólidos: C = cúbico, O = oval, RD = redondo, RT = retangular e I = irregular.

Tabela 2. Características das inclusões fluidas da FIA 2 (veio mineralizado).

FIA 2 (VEIO MINERALIZADO - FD-08 180,60) (Quartzo sin-mineralização)										
Campo	IF	Classificação	Morfologia	Composição	Fases (25°C)	Sólidos				
						1	2	3	4	5
1	1	Tipo 3	oval	aquosa	L-V-S II	C	RD			
	2	Tipo 3	irregular comprida	aquosa	L-V-S II	C	RT			
	3	Tipo 3	oval a irregular	aquosa	L-V-S II	C	O			
	4	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	O				
	5	Tipo 2	irregular comprida e	aquosa	L-V-S	I				
	6	Tipo 2	oval a irregular	aquosa	L-V-S	C				
	6B	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	A				
	7	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	A				
	8	Tipo 3	oval	aquosa	L-V-S II	RT	RT			
	9	Tipo 1	irregular	aquosa	L-V					
	10	Tipo 2	oval comprida	aquosa	L-V-S	I				
	11	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	I				
	12	Tipo 1	triangular	aquosa	L-V					
	13	Tipo 3	oval comprida	aquosa	L-V-S II	RT	I			
	14	Tipo 2	triangular	aquosa	L-V-S	RT				
	15	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	I				
	16	Tipo 1	triangular	aquosa	L-V					
	17	Tipo 3	oval	aquosa	L-V-S II	O	RT			
	18	Tipo 1	oval	aquosa	L-V					
	19	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	O	O			
	20	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	I				
	21	Tipo 1	irregular	aquosa	L-V					
	22	Tipo 3	oval a irregular	aquosa	L-V-S II	O	C			
	23	Tipo 2	oval a irregular	aquosa	L-V-S	I				
	a	Tipo 1	irregular	aquosa	L-V					
	b	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	C	O			
2	1	Tipo 2	retangular	aquosa	L-V-S	C				
	2	Tipo 3	retangular a irregular	aquosa	L-V-S III	C	C	O		
	3	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	4	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	5	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S III	C	C	C		
	6	Tipo 2	losangular - negativa	aquosa	L-V-S	C				
	7	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	8	Tipo 2	negativa	aquosa	L-V-S	C	C			
	9	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	O				
	10	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	C	O			
	11	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	12	Tipo 2	negativa	aquosa	L-V-S	C				
	13	Tipo 2	losangular - negativa	aquosa	L-V-S	C				
	14	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	C	RT			
	15	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	I				
	16	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	O				
	16A	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	RT				

Continuação - FIA 2 (VEIO MINERALIZADO - FD-08 180,60) (Quartzo sin a pós-mineralização)										
Campo	IF	Classificação	Morfologia	Composição	Fases (25°C)	Sólidos				
						1	2	3	4	5
2	16B	Tipo 1	oval	aquosa	L-V					
	17	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	I				
	18	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	19	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	20	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	21	Tipo 2	retangular	aquosa	L-V-S	C				
	22	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	O				
	23	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	24	Tipo 2	retangular a irregular	aquosa	L-V-S	C				
	25	Tipo 2	retangular	aquosa	L-V-S	C				
	26	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	I				
	27	Tipo 2	retangular	aquosa	L-V-S	RT				
	28	Tipo 2	retangular	aquosa	L-V-S	C				
	29	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	30	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
3	1	Tipo 3	retangular	aquosa	L-V-S IV	C	O	O	I	
	2	Tipo 2	quadrada a negativa	aquosa	L-V-S	RD				
	3	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	4	Tipo 3	oval comprida	aquosa	L-V-S II	C	O			
	5	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S III	C	RD	I		
	6	Tipo 2	negativa	aquosa	L-V-S	I				
	7	Tipo 1	retangular	aquosa	L-V					
	8	Tipo 3	retangular a irregular	aquosa	L-V-S II	C	RD	I		
	9	Tipo 3	losangular - negativa	aquosa	L-V-S II	RD	RD			
	9A	Tipo 2	retangular	aquosa	L-V-S	I				
	10	Tipo 3	retangular	aquosa	L-V-S IV	RD	RD	C	I	
	11	Tipo 2	negativa	aquosa	L-V-S	RT				
	12	Tipo 1	triangular	aquosa	L-V					
	13	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	RD				
	14	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	C	I			
	15	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	RD				
	16	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	C				
	17	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S IV	C	O	O	O	
	18	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	RT	RT			
	19	Tipo 3	retangular	aquosa	L-V-S IV	C	RD	O	I	
	20	Tipo 2	irregular	aquosa	L-V-S	I				
	21	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	C	I			
	22	Tipo 3	retangular	aquosa	L-V-S III	C				
	23	Tipo 2	negativa	aquosa	L-V-S	C				
	24	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S V	RD	RD	I	I	O
	25	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S III	C	C	O		
26	Tipo 3	retangular	aquosa	L-V-S II	C	I				

Continuação - FIA 2 (VEIO MINERALIZADO - FD-08 180,60) (Quartzo sin a pós-mineralização)										
Campo	IF	Classificação	Morfologia	Composição	Fases (25°C)	Sólidos				
						1	2	3	4	5
4	1	Tipo 3	retangular	aquosa	L-V-S III	O	O	RT		
	2	Tipo 1	retangular	aquosa	L-V					
	3	Tipo 1	oval	aquosa	L-V					
	4	Tipo 1	retangular	aquosa	L-V					
	5	Tipo 1	retangular	aquosa	L-V					
	6	Tipo 2	quadrada - negativa	aquosa	L-V-S	I				
	7	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	C	I			
	8	Tipo 3	oval	aquosa	L-V-S II	C	RD			
	9	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	RD	RD			
	10	Tipo 1	oval	aquosa	L-V					
	11	Tipo 1	losangular - negativa	aquosa	L-V					
	12	Tipo 2	losangular - negativa	aquosa	L-V-S	RD				
	13	Tipo 2	losangular - negativa	aquosa	L-V-S	O				
	14	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	I	C			
	15	Tipo 2	losangular - negativa	aquosa	L-V-S	I				
	16	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	RD				
	17	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	RD				
	18	Tipo 2	redonda	aquosa	L-V-S	C				
	19	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S IV	RT	RT	RT	RT	
	20	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	C				
	21	Tipo 3	irregular	aquosa	L-V-S II	C	C			
	22	Tipo 2	oval	aquosa	L-V-S	C				
	23	Tipo 3	triangular	aquosa	L-V-S V	C	RD	RD	RT	O

LEGENDA: Fases a 25°C: L: líquido, V: vapor, S: sólido, II a IV: indica a quantidade de sólidos presentes na inclusão fluida. Formato dos sólidos: C = cúbico, O = oval, RD = redondo, RT = retangular e I = irregular.

ANEXO 3

(DADOS MICROTERMOMÉTRICOS)

Tabela 1. Características das inclusões fluidas AQUOSAS da FIA 1 (brecha mineralizado). **LEGENDA:** Te = temperatura do ponto eutético, Tfg = temperatura de fusão do gelo, Th_{L-V} = temperatura de homogeneização vapor para líquido, Th_{L-S} = temperatura de homogeneização sólido para líquido, Tht = temperatura de homogeneização total, Tcrep = temperatura de crepitação, Dens = Densidade (g/cm³), Salin = Salinidade em % em peso equivalente de NaCl, Programa.= programa utilizado no tratamento dos dados.

FIA 1 (BRECHA MINERALIZADA - FD-11 133,10) (quartzo pré-mineralização)															
Campo	IF	Classificação	Fases (25°C)	Te	Tfhh	Tfg	Th _{L-V}	Th _{L-S}	Tht	Tcrep	Dens. Total g/cm ³	Salin. % peso NaCl	H ₂ O	NaCl	Programa
				(em °C)						fração molar					
1	1	Tipo 2A	L-V-S	-78,4		-35,9									
	2	Tipo 2A	L-V-S	-77,4		-35,6	204,8								
	3	Tipo 2A	L-V-S	-79		-23,2									
	4	Tipo 2A	L-V-S	-95,1		-28	87,8								
	6	Tipo 2B	L-V-S II	-82,1		-38,8	207,7	384,8							
	7	Tipo 2A	L-V-S	-78,3		-38,1	207,1	348,0	348,0		1,22	42,22	0,82	0,18	flincor
	8	Tipo 2A	L-V-S	-80		-36,9	197,2	295,9	295,9		1,18	37,85	0,84	0,16	flincor
	9	Tipo 2A	L-V-S	-75,5		-37,5									
	10	Tipo 2A	L-V-S		6,3										
	11	Tipo 2B	L-V-S III		14,4										
	12	Tipo 1	L - V	-66,5		-26,5	229,3		229,3		1,02	27,17	0,83	0,17	Bulk
	13	Tipo 2A	L-V-S	-81,2		-34,9	181,5	507,3	507,3		1,41	60,76	0,68	0,32	flincor
	14	Tipo 2B	L-V-S IV	-79,7		-34,2	164,9	492,4	492,4		1,39	58,74	0,70	0,31	flincor
	15	Tipo 2A	L-V-S	-63,3		-23,1									
	16	Tipo 2A	L-V-S	-56,3		-21,2									
	17	Tipo 2B	L-V-S II	-85,5	0,8	-14,8									
	18	Tipo 1	L - V	-81,7		-35,4	186,8		186,8		1,11	31,56	0,80	0,20	Bulk
	19	Tipo 2B	L-V-S II	-80,9		-37,5	188,5	302,0	302,0		1,19	38,32	0,84	0,16	flincor
	20	Tipo 2B	L-V-S IV	-89,8		-44,3		>600							
	21	Tipo 2A	L-V-S	-64,2		-2									
	22	Tipo 2A	L-V-S	-88,6		-26,4	208,6								
	23	Tipo 2A	L-V-S	-87,5		-31,8	196,4								
	24	Tipo 2B	L-V-S III	-85,6		-44,5									
	25	Tipo 2A	L-V-S	-82,7	-9,2	-25,5									

2	1	Tipo 1	L - V	-67,8	-7,6	-26,7	Campo não foi aquecido								
	7	Tipo 2A	L-V-S	-69,9	-4,8	-18,8									
	8	Tipo 1	L - V	-81		-20,6									
	9	Tipo 2A	L-V-S	-64		-7,7									
	10	Tipo 2A	L-V-S	-70,4		-19,1									
	11	Tipo 1	L - V	-79,8		-7,2									
	12	Tipo 2A	L-V-S	-60		-26,2									
3	13	Tipo 1	L - V			-24,1									
	9	Tipo 2A	L-V-S	-54,9		-22,6									
	10	Tipo 2A	L-V-S	-76,8		-23,7									
	11	Tipo 1	L - V	-77		-21,1									
	12	Tipo 2B	L-V-S II	-78,1		-37,2									
	13	Tipo 1	L - V	-77,7		-1,3									
	14	Tipo 1	L - V	-84,3		-25,8									
	15	Tipo 1	L - V	-91		-1,5									
	16	Tipo 1	L - V	-88,1		-1,6									
	17	Tipo 1	L - V	-98,9		-3,4									
	18	Tipo 1	L - V	-77,7		-1,3									
	19	Tipo 2B	L-V-S II	-84,9		-32,5									
	20	Tipo 1	L - V	-70,2		-3,9									
	21	Tipo 2A	L-V-S	-88		-1,1									
	22	Tipo 1	L - V	-82,7		-1,2									
	23	Tipo 2A	L-V-S	-85,1		-1,4									
	24	Tipo 2B	L-V-S II	-99,7		-1,8	197,1		435						
	25	Tipo 2A	L-V-S	-70,6		-1,8	205,0	325,2	325,2	435	1,20	40,20	0,83	0,17	flincor
	26	Tipo 2A	L-V-S	-89,1		-1,8									
	27	Tipo 2A	L-V-S	-85		-1,4									
	28	Tipo 1	L - V	-77,1		-2,4	281,1		281,1	0,78	4,07	0,97	0,03	Bulk	
	29	Tipo 1	L - V	-75,6		-11,7	191,4		191,4	0,98	15,25	0,90	0,10	Bulk	

30	Tipo 1	L - V	-88,5	-37,5	164,5	164,5	1,15	31,89	0,80	0,20	Bulk
31	Tipo 1	L - V	-71,6	-26,1	181,3	181,3	1,07	26,94	0,83	0,17	Bulk
32	Tipo 1	L - V	-73,2	-0,7	172,0	172,0	0,91	1,26	0,99	0,01	Bulk
33	Tipo 2B	L-V-S II	-85	-1,5							
34	Tipo 1	L - V	-79,5	-22,6	184,9	184,9	1,05	24,78	0,84	0,16	Bulk
35	Tipo 1	L - V	-75,2	-32	190,0	190,0	1,09	30,04	0,81	0,19	Bulk
36	Tipo 1	L - V	-72,7	-25,8	176,9	176,9	1,07	26,76	0,83	0,17	Bulk
37	Tipo 1	L - V	-73	-24,4							
38	Tipo 1	L - V	-69,5	-22,5	185,0	185,0	1,05	24,72	0,84	0,16	Bulk
39	Tipo 1	L - V	-71,2	-0,1	219,2	219,2	0,84	0,23	1,00	0,00	Bulk
40	Tipo 2A	L-V-S	-69,4	-0,3	169,4						
41	Tipo 2A	L-V-S	-93,1	-12,6							
42	Tipo 2B	L-V-S II			165,4	410					
43	Tipo 2A	L-V-S	-77,7	-2,8							

Tabela 2. Características das inclusões fluidas CARBÔNICAS e AQUO-CARBÔNICAS da FIA 1 (brecha mineralizada). **LEGENDA:** Vol.CO₂ = volume da fase gasosa rica em CO₂, Tf_{CO2} = temperatura de fusão do gás carbônico, Tf_{Cl} = temperatura de fusão do clatrato, Th_{CO2} = temperatura de homogeneização do gás carbônico. Dens CO₂= Densidade do gás carbônico em g/cm³, Dens total = Densidade total das inclusões fluida em g/cm³. Salin. = Salinidade em % peso equivalente de NaCl. Programa= programa utilizado no tratamento dos dados.

FIA 1 (BRECHA MINERALIZADA - FD-11 133,10) (quartzo pré-mineralização)														
Campo	IF	Classificação	Fases (25°C)	Vol. CO ₂ (%)	Tf CO ₂	Tf Cl	Th CO ₂	Dens. CO ₂ g/cm ³	Dens. Total g/cm3	Salin. % peso NaCl	CO ₂	H ₂ O	NaCl	Progr.
					em °C						fração molar			
1	5	Tipo 3A	LCO ₂ - L H ₂ O	45 - 50	-59,8	-12,6	15,2	0,82	0,87	29,04	0,25	0,60	0,15	Q2
2	2	Tipo 3A	L CO ₂ - L H ₂ O	50 - 60	-59,8	-13,4	11,9	0,85	0,88	29,04	0,32	0,54	0,14	Q2
	3	Tipo 4	L CO ₂	99 - 100	-60,1		9,1	0,87	0,87		1			bulk
	4	Tipo 4	L CO ₂	99 - 100	-60,1		13,5	0,83	0,83		1			bulk
	5	Tipo 4	L CO ₂	99 - 100	-59,4		-7,6	0,97	0,97		1			bulk
	6	Tipo 4	L CO ₂	99 - 100	-59,5		-7,7	0,97	0,97		1			bulk
3	1	Tipo 3B	L CO ₂ - L H ₂ O - S	70 -75	-59,8	-13	8,2	0,87	0,89	29,04	0,51	0,39	0,10	Q2
	2	Tipo 3A	L CO ₂ - L H ₂ O	60 - 70	-59,8	-13	8,1	0,87	0,89	29,04	0,33	0,54	0,14	Q2
	3	Tipo 3B	L CO ₂ - L H ₂ O - S	40 - 50	-59,9	-12,1	14,6	0,82	0,88	29,04	0,24	0,61	0,15	Q2
	4	Tipo 3B	L CO ₂ - L H ₂ O - S	40 - 50	-59,7		8,2	0,87	0,92		0,42	0,58		bulk
	5	Tipo 3A	L CO ₂ - L H ₂ O	70	-60	-12,9	1,0	0,92	0,92	29,04	0,49	0,41	0,10	Q2
	6	Tipo 4	L CO ₂	99 - 100	-61,1		-0,6	0,93	0,93		1			bulk
	7	Tipo 4	L CO ₂	99 - 100	-59,7		-3,2	0,95	0,95		1			bulk
	8	Tipo 4	L CO ₂	99 - 100	-59,7		-1,6	0,94	0,94		1			bulk

Tabela 3. Características das inclusões fluidas da FIA 2 (veio mineralizado). **LEGENDA:** Te = temperatura do ponto eutético, Tfg = temperatura de fusão do gelo, Th_{L-V} = temperatura de homogeneização vapor para líquido, Th_{L-S} = temperatura de homogeneização sólido para líquido, Tht = temperatura de homogeneização total, Tcrep = temperatura de crepitação, Dens Total = Densidade da inclusão fluida em g/cm³, Salin = Salinidade em % em peso equivalente de NaCl, Programa = programa utilizado no tratamento dos dados.

FIA 2 (VEIO MINERALIZADO - FD-08 180,60) (quartzo sin-mineralização)														
Campo	IF	Classificação	Fases (25°C)	Te	Tfg	Th _{L-V}	Th _{L-S}	Tht	Tcrep	Dens. g/cm3	Salin. % peso NaCl	H ₂ O	NaCl	Programa
				(em °C)								fração molar		
1	1	Tipo 3	L-V-S II	-56,5	-3,3	146,5								
	2	Tipo 3	L-V-S II	-51,0	-2,3									
	3	Tipo 3	L-V-S II	-56,5	-2,9									
	4	Tipo 2	L-V-S	-57,0	-3,5									
	5	Tipo 2	L-V-S	-59,0	-3,7	151,5								
	6	Tipo 2	L-V-S	-62,5	-4,4									
	6B	Tipo 2	L-V-S			152,5								
	7	Tipo 2	L-V-S		-2,9	150,1								
	8	Tipo 3	L-V-S II	-60,0	-5,7	152,5								
	9	Tipo 1	L-V	-73,0	-14,7	169,9		169,9		1,00	18,79	0,88	0,12	Bulk
	10	Tipo 2	L-V-S	-58,5	-5,3									
	11	Tipo 2	L-V-S	-76,0	-14,8	200								
	12	Tipo 1	L-V	-79,1	-15,5	220		220		0,98	19,49	0,88	0,12	Bulk
	13	Tipo 3	L-V-S II	-79,2	-15,6	190,2								
	14	Tipo 2	L-V-S	-78,1	-15,7	222,4								
	15	Tipo 2	L-V-S		-14,9	169,1								
	16	Tipo 1	L-V		-15,5	173		173		1,02	19,49	0,88	0,12	Bulk
	17	Tipo 3	L-V-S II	-72,7	-16,7	175,3								
	18	Tipo 1	L-V	-84,1	-13,7	298,5		298,5		0,90	17,89	0,89	0,11	Bulk
	19	Tipo 3	L-V-S II	-75,0	-16,3									
20	Tipo 2	L-V-S	-78,9	-4,3	151,2	170,9	170,9		1,15	30,52	0,88	0,12	Flincon	

	21	Tipo 1	L-V	-75,3	-4,1	156,8		156,8		0,96	6,68	0,96	0,04	Bulk
	22	Tipo 3	L-V-S II	-75,9	-4,3									
	23	Tipo 2	L-V-S	-78,7	-16,9	269,6								
	a	Tipo 1	L-V			145,9								
	b	Tipo 3	L-V-S II			151,9								
2	1	Tipo 2	L-V-S	-79,6	-38,3	167,3	318,1	318,1		1,22	39,61	0,83	0,17	Flinco
	2	multifásica	L-V-S III	-80,3	-39,8	164,2	205,6			1,16	32,16	0,87	0,13	Flinco
	3	Tipo 2	L-V-S	-84,9	-4,8	153,0	260,9	260,9		1,19	35,38	0,86	0,14	Flinco
	4	Tipo 2	L-V-S	-85,2	-30,9	162,3	289,1	289,1		1,20	37,34	0,85	0,16	Flinco
	5	Tipo 3	L-V-S III	-87,8	-35,4	165,0								
	6	Tipo 2	L-V-S	-87,9	-34,2	151,5								
	7	Tipo 2	L-V-S	-83,7	-36,0	169,7								
	8	Tipo 2	L-V-S	-76,2	-36,9	164,0	220	220,0		1,16	32,92	0,87	0,13	Flinco
	9	Tipo 2	L-V-S	-72,4	-3,8	171,9								
	10	Tipo 3	L-V-S II	-84	-38,0									
	11	Tipo 2	L-V-S	-79,2	-36,7									
	12	Tipo 2	L-V-S	-78,9	-3,3	154,6	256,7	256,7		1,19	35,11	0,86	0,14	Flinco
	13	Tipo 2	L-V-S	-80,6	-38,1	162,0								
	14	Tipo 3	L-V-S II	-79	-3,9	152,0	234,7			1,18	33,75	0,86	0,14	Flinco
	15	Tipo 2	L-V-S	-81,5	-38,4	148,0								
	16	Tipo 2	L-V-S	-81,3	-35,1									
	16A	Tipo 2	L-V-S				308,5	308,5						
	16B	Tipo 1	L-V			140,0		140,0						
	17	Tipo 2	L-V-S	-82,4	-33,7									
	18	Tipo 2	L-V-S	-79,7	-40,6	160,1	233	233,0		1,17	33,65	0,87	0,14	Flinco
	19	Tipo 2	L-V-S	-79,1	-41,3	164,0								
	20	Tipo 2	L-V-S	-77,8	-34,7									
	21	Tipo 2	L-V-S	-78,4	-37,4									
	22	Tipo 2	L-V-S	-79,1	-38,4									
	23	Tipo 2	L-V-S	-82,3	-4,3	151,8								

	24	Tipo 2	L-V-S	-86,3	-4,3	97,6								
	25	Tipo 2	L-V-S	-81,9	-4,0	153,3	192,4	192,4		1,16	31,50	0,88	0,12	Flinco
	26	Tipo 2	L-V-S	-80,2	-38,0									
	27	Tipo 2	L-V-S	-76,8	-36,3	171,4								
	28	Tipo 2	L-V-S	-77,9	-12,1									
	29	Tipo 2	L-V-S	-87,8	-5,2									
	30	Tipo 2	L-V-S	-83,9	-30,0									
	1	Tipo 3	L-V-S IV	-78,5	-28,0			> 600						
	2	tipo 2	L-V-S	-75,7	-27,1									
	3	tipo 2	L-V-S	-93,1	-31,2		219,7	219,7						
	4	Tipo 3	L-V-S II	-81,2	-31,2									
	5	tipo 3	L-V-S II	-88,5		136,4	355,6	364	1,27	42,93	0,81	0,19	Flinco	
	6	tipo 2	L-V-S	-82,3	-32,1	153,9	240,9	275	1,18	34,12	0,86	0,14	Flinco	
	7	Tipo 1	L-V	-73,2	-26,8	66,7		66,7			neking down			
	8	tipo 3	L-V-S II	-86,8	-37,0	152,1	254,2	544	1,19	34,95	0,86	0,14	Flinco	
	9	Tipo 3	L-V-S II	-85,4	-7,9	196,9		446,9						
	9A	tipo 2	L-V-S		-7,9	160,9		446,9						
3	10	Tipo 3	L-V-S IV	-94,6	-31,5	153,2								
	11	tipo 2	L-V-S	-80,7				553						
	12	Tipo 1	L-V	-77,9	-27,5	174,6		174,6	309	1,09	27,73	0,83	0,17	Bulk
	13	tipo 2	L-V-S	-78,4	-24,6	115,7								
	14	tipo 3	L-V-S II	-93,5	-39,7	159,4	184,4		1,15	31,12	0,88	0,12	Flinco	
	15	tipo 2	L-V-S	-92,3	-3,8	188,4								
	16	tipo 2	L-V-S	-92,2	-29,9	156,9	260,4	280	1,19	35,35	0,86	0,14	Flinco	
	17	tipo 3	L-V-S IV	-88,9	-32,4		419,8	422						
	18	Tipo 3	L-V-S II	-84,8	-40,4									
	19	Tipo 3	L-V-S IV	-79,8	-42,1									
	20	tipo 2	L-V-S	-87,4	-46,4	156,9	280	280						
	21	tipo 2	L-V-S	-85,7	-8,3									

	22	Tipo 3	L-V-S III	-81,5	-40,4									
	23	tipo 2	L-V-S	-76,5	-35,9									
	24	Tipo 3	L-V-S V	-76,8	-33,2									
	25	Tipo 3	L-V-S III	-79,7	-28,2									
	26	Tipo 3	L-V-S II	-87,5	-28,9		428							
	1	Tipo 3	L-V-S III	-83,1	-23,2			550						
	2	Tipo 1	L-V	-72,0	-5,8	216,8		216,8	0,92	9,08	0,94	0,06	Bulk	
	3	Tipo 1	L-V	-74,5	-5,8	155		155	0,97	9,08	0,94	0,06	Bulk	
	4	Tipo 1	L-V	-72,8	-10,3	169,5		169,5	0,99	14,51	0,91	0,09	Bulk	
	5	Tipo 1	L-V	-83,5	-10,1	168		168	0,99	14,29	0,91	0,09	Bulk	
	6	tipo 2	L-V-S	-84,1	-22,8									
	7	Tipo 3	L-V-S II	-45,6	-7,8									
	8	Tipo 3	L-V-S II											
	9	Tipo 3	L-V-S II	-68,3	-18,0									
	10	Tipo 1	L-V	-69,2	-7,5	158		158	0,98	11,28	0,93	0,07	Bulk	
	11	tipo 2	L-V-S		-7,3	277,3								
	12	tipo 2	L-V-S	-65,0	-7,7	297,4		420						
4	13	tipo 2	L-V-S	-76,9	-15,7	149,4								
	14	Tipo 3	L-V-S II	-87,8	-24,0	117		240						
	15	tipo 2	L-V-S	-73,3	-8,3	168		470						
	16	tipo 2	L-V-S	-63,4	-8,4	156,5								
	17	tipo 2	L-V-S	-74,8	-10,4	159,5		236						
	18	tipo 2	L-V-S	-78,3	-30,6	149,8		510						
	19	Tipo 3	L-V-S IV	-70,4	-35,7	139,5	205	569	1,17	32,13	0,87	0,13	Flincon	
	20	tipo 2	L-V-S	-80,4	-41,8									
	21	Tipo 3	L-V-S II	-89,4										
	22	tipo 2	L-V-S	-91,3										
	23	Tipo 3	L-V-S V	-68,8		135		569						
	A					125,5								
	B					126,5								