UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
COLEGIADO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

METALOGÊNESE DOS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS DE CARAÍBA, SURUBIM, VERMELHOS E SUSSUARANA, VALE DO CURAÇÁ, BAHIA, BRASIL

PEDRO MACIEL DE PAULA GARCIA

Salvador
2013

PEDRO MACIEL DE PAULA GARCIA

METALOGÊNESE DOS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS DE CARAÍBA, SURUBIM, VERMELHOS E SUSSUARANA, VALE DO CURAÇÁ, BAHIA, BRASIL

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de Concentração: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral

Orientador: Prof. Dr. AROLDO MISI
Co-orientador: Prof. Dr. JOSÉ HAROLDO DA SILVA SÁ

Salvador
2013

À professora Maria da Glória da Silva,
cujos ensinamentos e alegria
jamais serão esquecidos.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente devo agradecer aos meus orientadores, pelos ensinamentos, orientações e por efetivamente me auxiliarem no desenvolvimento deste trabalho À CBPM, pelo financiamento e apoio ao projeto. Aos professores do Grupo de Metalogênese: João e Glória, pelo incentivo que foi determinante na minha paixão pela Geologia Econômica. Aos geólogos da Mineração Caraíba (Carlos Henrique, André, Marcelo, Max, Eulálio, Luciano e Joel), por cederem os dados e me instruírem sobre o Vale do Curaçá. Ao geólogo Ricardo Wosniak, por me revelar uma visão diferenciada a respeito destes depósitos.

À minha noiva Carol, pelo apoio e carinho prestados. Aos meus pais, Argemiro e Mariene, por incentivarem o meu gosto pelos estudos e também pelas valiosas revisões deste trabalho. Aos meus irmãos (Leo, Gabriela e Gabriel) por me ajudarem nos momentos de necessidade. Às minhas tias Rita e Rosilda, pelo incentivo e apoio. À profª Ângela, por disponibilizar o LPA, e à profª Olga pelo uso do britador. Ao prof. Ernande pelo importante suporte nas análises difratométricas. A Tenilson, técnico do Lamume, pela ajuda no MEV. Aos técnicos do CEPED, Valter e Ivo, pelo uso do britador. Ao técnico Marcos da microssonda da USP, pelo obséquio de metalizar minhas amostras. Ao técnico Eduardo, da UnB, pela ajuda nas análises isotópicas. Aos técnicos Ricardo e Frederico, da microssonda da UnB.

Ao prof. Roberto Xavier, a Verônica Trevisan e ao técnico Dailto, da Unicamp, pelos ensinamentos sobre inclusões fluidas. Aos professores da pós-graduação, pelos conhecimentos passados: César, Simone, Ângela, Trouw, Phillipe e Débora. Às professoras de outras universidades que contribuíram para o presente trabalho: Lena Monteiro (USP), Gema Olivo (Queens University), Juliana Marques (UFRGS). Ao amigo Kim, pela valiosa ajuda na preparação das amostras para geocronologia. Ao amigo Pedro Lélis, pelo suporte em campo. À colega e amiga Michele, pelo suporte essencial com a parte de química mineral. Aos amigos geólogos da CBPM Jofre e Kalina, e aos motoristas Jorge e Joel, pelo apoio em campo, na etapa regional. Aos orientandos e amigos José e Luan, pela ajuda na preparação das amostras. Ao amigo Francisco Rios, da USP, por me fornecer abrigo durante os estudos SHRIMP. Ao amigo Miguel, pela ajuda. Aos colegas da UFBA de Barreiras: Fernando (Cabelo), Marcelo, Diego e Anderson. Aos amigos dos Student Chapters: Ronei, Ricardo, Fernando, Verônica, Gustavo, Chico da UnB, Chico da USP, Raul, Daniels (Alves e Rodrigues), Luis, Ramon, Eduardo, Mariana, Maurício e Daniel Martins. E, finalmente, a todos aqueles que me pararam nos corredores do IGEO para conversar sobre geologia.

RESUMO

O Vale do Curaçá é o distrito cuprífero mais antigo do Brasil e que se encontra em produção contínua desde 1979, quando as atividades de lavra foram iniciadas na Mina Caraíba. A região encontra-se inserida no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, um cinturão orogênico que chega a fácies granulito, datado do Arqueano ao Paleoproterozóico (Orosiriano-Riaciano). Estudos anteriores apontaram para uma gênese magmática destas mineralizações hospedadas em piroxenitos e noritos. Mais recentemente, a importância de processos metassomáticos arqueanos e paleoproterozóicos foi enfatizada na gênese do minério, tendo sido proposto um modelo IOCG para estes depósitos. O presente estudo procura estabelecer uma comparação entre quatro depósitos cupríferos, localizados dentro do Vale do Rio Curaçá, porém em latitudes distintas. Os objetivos da pesquisa envolvem a compreensão dos processos geológicos atuantes na formação de cada depósito e o estabelecimento de uma síntese sobre a metalogênese do cobre na região. Foram produzidos dados geológicos, petrológicos, de química mineral, geocronológicos e de razões isotópicas de enxofre ($\delta^{34}S$). Entre as características comuns a estes depósitos figuram: uma alteração potássica pervasiva e outra sódica mais localizada, além de concentrações elevadas de magnetita nas zonas mineralizadas. Análises realizadas por microssonda eletrônica e MEV-EDS demostram a variação composicional entre os minérios magmáticos e hidrotermais, e dos minerais de ganga. Os sulfetos considerados primários/magmáticos ocorrem como minerais intercúmulus em porções mais ricas em piroxênios, apresentam valores inferiores de elementos calcófilos menores (principalmente o Pb) quando comparados aos sulfetos secundários/hidrotermais, que ocorrem como vênulas em bolsões associados a minerais potássicos. Cálculos geotermométricos indicam que a fase de mineralização principal se processou em condições de fácies anfibolito baixo, enquanto que a alteração tardia ocorreu na fácies xisto verde. Novas idades U-Pb SHRIMP IIe de rochas metassomatizadas das minas de Caraíba e Surubim, demonstram a associação do metassomatismo com o colapso do orógeno, no intervalo entre 2,05 e 2,04 Ga. Os dados de isótopos de enxofre indicam fontes magmáticas, sem fracionamento importante ($\delta^{34}S$ ~ 0‰VCDT). As razões isotópicas do estágio hidrotermal principal têm valores negativos ($\delta^{34}S$ ~ -6.0‰), possivelmente associado à perda isótopos pesados durante a devolatilização metamórfica. Estas razões evoluem para valores positivos (que atinge +11.37‰), no estágio hidrotermal tardio, remetendo a fontes mais oxidadas. O modelo evolutivo proposto aponta para uma história multifásica das

mineralizações, em quatro estágios: (i) mineralização primária magmática em fundo oceânico ao final do Neoarqueano (*ca*. 2,6 Ga); (ii) edificação do Orógeno-Itabuna-Salvador-Curaçá, metamorfismo progressivo granitogênese e colocação do Sienito de Itiúba (*ca*. 2,08 Ga); (iii) fase de remobilização hidrotermal durante o colapso orogênico, com a instalação de um sistema IOCG (*ca*. 2,04 Ga); (iv) soerguimento do orógeno e metassomatismo tardio (*ca.* 1.92 Ga).

Palavras-chave: IOCG, minério de cobre, máfico-ultramáficas, Paleoproterozóico, Vale do Curaçá.

ABSTRACT

The Curaçá Valley is the oldest cupriferous district of Brazil and is in continuous production since 1979, when mining activities were initiated in the Caraíba mine. It is located in the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, a belt that reaches the granulite facies, and records archean to paleoproterozoic ages. Previous studies have pointed to an orthomagmatic genesis for this mineralization, hosted by pyroxenite and norite. More recently, the importance of Archean and Paleoproterozoic metasomatic processes were emphasized in the genesis of the ore, and an IOCG model has been proposed for these deposits The present study seeks at establishing a comparison between four copper deposits located within the Curaçá Valley, but at distinct latitudes. The objectives of the research involve the understanding of the geologic processes active in the formation of each deposit and the establishment of a synthesis on the copper metallogenesis in the region. Geological, petrological, mineral chemistry, geochronology of sulfur isotope ($\delta^{34}S$) data were produced. Among the common features of these deposits appear: a pervasive potassium alteration and another sodic, more localized, besides high concentrations of magnetite in the mineralized zones. Analyses carried out by electron microprobe and SEM-EDS demonstrate the compositional variation between magmatic and hydrothermal ore, and gangue minerals. The sulphide minerals thought as primary/magmatic appears as intercumulus phase associated to pyroxene grains, it shows smaller chalcopile elemento contentes (mainly the Pb), as compared to secondary/hydrothermal sulphide, that are seen as veinlets or in irregular shapes near potassic minerals. Geothermometric calculations indicate that the main phase of mineralization occurred in low amphibolite facies conditions, while the late alteration occurred in the greenschist facies. New U-Pb SHRIMP IIe ages of metasomatized rocks from the Caraíba and Surubim mines demonstrate the association of metasomatism with the collapse of the orogen, in the range between 2.05 and 2.04 Ga ago. The sulfur isotope data indicate magmatic sources without significant fractionation ($\delta^{34}S$ ~ 0‰VCDT). The isotopic ratios of the main hydrothermal stage have negative values ($\delta^{34}S$ ~ -6.0‰), possibly related to heavy isotope loss linked to metamorphic devolatization. This ratio values evolves into positive values (reaching +11.37‰) in the late hydrothermal stage, that suggests more oxidized sources. The evolutionary model proposed in four stages, points to a multiphase mineralization story: (i) primary magmatic mineralization at the seafloor, at the end of the Late Neoarchean (*ca*. 2.6 Ga); (ii) build up of Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, progressive metamorphism, granitogenesis and emplacement of Itiúbas' Syenite (*ca.* 2.08

Ga); (iii) hydrothermal reconcentration related to orogenic collapse (ca. 2.04 Ga); (iv) orogenic uplift and late metassomatism (*ca.* 1.92 Ga).

Keywords: IOCG, copper ore, mafic-ultramafic Paleoproterozoic, Curaçá Valley.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.1: Fluxograma resumindo os métodos utilizados. 31

Figura I.2: Mapa de localização. Contorno dos munícipios do Estado da Bahia, plataforma continental e Rio São Francisco. Na figura, consta a área da Figura 3, e os municípios citados no texto. Adaptado de IBGE (2006). 32

Figura I.3: Vias de acesso de Salvador (A) ao distrito de Pilar (B), em Jaguarari. Fonte: Google Maps, 2013. 32

Figura II.1: Limites do Cráton do São Francisco (CSF). O retângulo corresponde ao trecho norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC). Extraído de Teixeira *et al.* (2010). 33

Figura II.2: Mapa geológico do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), modificado de Kosin *et al*., 2003. Extraído de Teixeira *et al*., 2010. 34

Figura III.1: Diagrama esquemático sumarizando os elementos importantes de depósitos de Ni. K: Kambalda, P: Pechenga; MK: MtKeith; No: Noril'sk, VB: Voisey's Bay; J: Jinchuan, Tal: Talnakh, Kab: Kabanga. Fonte: MAIER & GROVES, 2011. 46

Figura III.2: Seção esquemática de um depósito IOCG, segundo HITZMAN *et al*. (1992). Fonte: NIIRANEN, 2005 49

Figura III.3: Mapa geológico simplificado do open-pit da Mina Caraíba, de acordo com D'el-Rey Silva (1984, 1985) *apud* Teixeira *et al.* (2010). 53

Figura III.4: Representação esquemática do cogumelo da Mina Caraíba (bloco-diagrama e seção transversal) de acordo com D'el-Rey Silva et al. (1988). Notar o padrão de interferência F2×F3 na Seção 36 (modificado de D'el-Rey Silva *et al.* (1996) e D'el-Rey Silva & Oliveira (1999). Fonte: Teixeira *et al.*, 2010. 53

Figura III.5: Fluxograma mostrando as diversas fases de transformações hidrotermais a partir de uma rocha máfica-ultramáfica de composição norítica chegando até produtos finais como as rochas flogopitíticas e calciossilicáticas. Fonte: Rocha, 1999. 53

Figura II.6: Quadro de recursos elaborado pelos geólogos da Mineração Caraíba S.A. Fonte: Teixeira *et al*., 2010. 55

Figura IV.1: Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá, mostrando as áreas de ocorrência dos corpos máfico-ultramáficos, com destaque aos quatro depósitos estudados no presente trabalho. Modificado de Delgado & Souza (1981) *apud* Teixeira *et al*. (2010). 58

Figura IV.2: Perfil com zoneamento de alteração mais frequente associado ao minério hidrotermal, descrito nos furos FC-4413, FC-42130, 4491 e na cava da Caraíba. 66

Figura IV.3: Perfil ilustrando a alteração associada à presença de calcita, observada no furo FC-40113, e demais minerais dos furos FC-4413 e FC-42130, na Caraíba. 66

Figura IV.4: Diagrama de evolução paragenética para as amostras da Mina Caraíba. 77

Figura IV.5: Perfil representando as principais formas de alteração hidrotermal descritas em Surubim, segundo o observado na mina, e nos furos FSBC-001, FSDC-001 e FSEX-006. 82

Figura IV.6: Diagrama de evolução paragenética para as amostras da Mina Surubim. 90

Figura IV.7: Perfil representativo da sequência de alteração principal observada no depósito de Vermelhos. 94

Figura IV.8: Perfil representativo das zonas ricas em quartzo e barita, observadas no furo FVS-85. 94

Figura IV.9: Diagrama de evolução paragenética para as amostras de Vermelhos. 103

Figura IV.10: Perfil ilustrando as principais feições de alteração hidrotermal observadas nos testemunhos descritos do depósito de Sussuarama..... 105

Figura IV.11: Diagrama de evolução paragenética para as amostras de Sussuarana..... 109

Figura IV.12: Comparação entre os perfis de alteração hidrotermal observados entre os depósitos estudados. . 114

Figura IV.13: Modelo integrado de alterações do Vale do Curaçá, baseado no modelo proposto por Hitzman *et al.* (1992) e Hitzman & Valenta (2005). Ainda são dissernidas características do embasamento e dos corpos máfico-ultramáficos hospedeiros de cada depósito. 115

Figura V.1: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 1. Ocorrem cristais de anfibólios e calcopirita. Amostra FC-4413 (441.00) – Caraíba. 117

Figura V.2: Mapas de elementos do sítio 1. Amostra FC-4413 (444.00). 118

Figura V.3: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 2. Ocorrem cristais de calcopirita, anfibólio e quartzo. Amostra FC-4413 (441.00) – Caraíba. 119

Figura V.4: Mapas de elementos do sítio 2. Amostra FC-4413 (444.00). 120

Figura V.5: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 3. Ocorrem cristais de magnetita, flogopita e anfibólio. Amostra FC-4491 (83.97) – Caraíba. 121

Figura V.6: Mapas de elementos do sítio 3. Amostra FC-4491 (83.97). 122

Figura V.7: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 6. Ocorrem cristais de flogopita e titanita intercrescidos e anfibólio. Amostra FC-4491 (83.97) – Caraíba. 122

Figura V.8: Mapas de elementos do sítio 6. Amostra FC-4491 (83.97). 123

Figura V.9: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 7. Ocorrem cristais de piroxênios e flogopita. Amostra FC-2935 (294.26) – Caraíba. 124

Figura V.10: Mapas de elementos do sítio 7. Amostra FC-2935 (294.26). 125

Figura V.11: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 11. Ocorrem cristais de magnetita, e titanita e ilmenita intercrescidas. Amostra FSEX-006 (204.35) – Surubim. 126

Figura V.12: Mapas de elementos do sítio 11. Amostra FSEX-006 (204.35). 126

Figura V.13: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 14. Ocorrem cristais de bornita e flogopita. Amostra FSBC-001 (79.30a) – Surubim. 127

Figura V.14: Mapas de elementos do sítio 14. Amostra FSBC-001 (79.30a). 128

Figura V.15: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 15. Ocorrem cristais de clorita e bornita. Amostra FSBC-001 (79.30a) – Surubim. 129

Figura V.16: Mapas de elementos do sítio 15. Amostra FSBC-001 (79.30a). 129

Figura V.17: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 16. Ocorrem cristais de grossulária, hercinita e bornita. Amostra FSBC-001 (79.30a) – Surubim. 130

Figura V.18 Mapas de elementos do sítio 16. Amostra FSBC-001(79.30a). 131

Figura V.19: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 19. Ocorrem cristais de bornita e flogopita. Amostra FVS-41 (286.65) – Vermelhos. 132

Figura V.20: Mapas de elementos do sítio 19. Amostra FVS-41 (286.65)..... 133

Figura V.21: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 20. Ocorrem cristais de calcopirita e bornita intercrescidos, cromita e apatita. Amostra FVS-41 (286.65) – Vermelhos. 134

Figura V.22: Mapas de elementos do sítio 20. Amostra FVS-41 (286.65)..... 134

Figura V.23: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 21. Ocorrem cristais de flogopita, calcopirita e bornita. Amostra FVS-41 (286.65) – Vermelhos. 135

Figura V.24: Mapas de elementos do sítio 21. Amostra FVS-41 (286.65)..... 136

Figura V.25: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 22. Ocorrem cristais de barita e calcita. Amostra FVS-85 (309.90) – Vermelhos. .. 137

Figura V.26: Mapas de elementos do sítio 19. Amostra FVS-85 (309.82)..... 138

Figura V.27: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 25. Ocorrem cristais de quartzo e magnetita. Amostra FAS-44 (81.15) – Sussuarana. 139

Figura V.28: Mapas de elementos do sítio 25. Amostra FAS-44 (81.15)..... 139

Figura V.29: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 26. Ocorrem cristais de flogopita e quartzo. Amostra FAS-44 (81.15) – Sussuarana. 140

Figura V.30: Mapas de elementos do sítio 26. Amostra FAS-44 (81.15)..... 141

Figura V.31: Diagrama de classificação dos piroxênios, das amostras FC-2935 (298.80); FC-40113 (108.10); FVS-41 (205.15), adaptado de Morimoto *et al*. 1990..... 144

Figura V.32: Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos (LEAKE *et al.*, 1991), para as amostras FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80), FC-40113 (108.10) e FSBC-001 (79.30b). Tr: Tremolita; Hb/Hbl: Hornblenda; Tsch: Tschermakita; Act: actnolita..... 145

Figura V.33: Diagrama de classificação dos feldspatos, classificados segundo os componentes moleculares Ab-Or-An, com os plagioclásios das amostras FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80) e FSBC-001 (79.30b). 148

Figura V.34: Diagrama ternário com os membros extremos das granadas Grossulária-Almandina-Piropo, para amostras FC-4094 (149.48) e FSBC-001 (79.30b)..... 149

Figura V.35: Diagrama de classificação de biotitas e flogopitas das amostras FC-2935 (298.80), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15), nomenclatura modificada de Deer *et al.*, 1978 *apud* Lima, 1997. 150

Figura V.36: Micas das amostras FC-2935 (298.80), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15) plotadas em diagrama de classificação de micas trioctaedrais (FOSTER, 1960 *apud* YAVUZ, 2003). 150

Figura V.37: Cloritas das amostras FC-4413 (440.50), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15) plotadas em digrama de classificação, segundo DEER *et al.* (1992). 151

Figura V.38: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FC-4413 (440.50). 155

Figura V.39: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FC-4413 (440.50). 155

Figura V.40: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FC-40113 (108.10). 156

Figura V.41: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FC-40113 (108.10). 156

Figura V.42: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FC-2935 (298.80). 157

Figura V.43: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FC-2935 (298.80). 157

Figura V.44: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas das seções analisadas da Caraíba. 157

Figura V.45: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas das seções analisadas da Caraíba. As amostras em tons mais escuros (5-FC-4413 e 5-FC-40113) são calcopiritas magmáticas. 157

Figura V.46: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FSBC-001 (79.30b). 158

Figura V.47: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FSBC-001 (79.30b). 158

Figura V.48: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FVS-41 (205.15). 159

Figura V.49: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FVS-41 (205.15). 159

Figura V.50: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas da seção FC-4413 (440.50). 160

Figura V.51: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas da seção FC-4413 (440.50). 160

Figura V.52: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas e bornitas da seção FC-4413 (440.50). 161

Figura V.53: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas e bornitas da seção FC-4413 (440.50). 161

Figura V.54: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas da seção FC-2935 (298.80). 162

Figura V.55: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas da seção FC-2935 (298.80). 162

Figura V.56: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calclopiritas e bornitas da seção FC-2935 (298.80). 162

Figura V.57: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas e bornitas da seção FC-4413 (440.50). 162

Figura V.58: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas das seções analisadas da Caraíba. 163

Figura V.59: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas das seções analisadas da Caraíba. As análises 1-FC4413 e 5-FC-4413 são representantes de bornitas magmáticas. 163

Figura V.60: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas da seção FSBC-001 (79.30b). 164

Figura V.61: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas da seção FSBC-001 (79.30b). 164

Figura V.62: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas e bornitas da seção FSBC-001 (79.30b). 164

Figura V.63: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas e bornitas da seção FSBC-001 (79.30b). 164

Figura V.64: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas da seção FVS-41 (205.15). 165

Figura V.65: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas da seção FVS-41 (205.15). 165

Figura V.66: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas e bornitas da seção FVS-41 (205.15). 165

Figura V.67: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas e bornitas da seção FVS-41 (205.15). 165

Figura V.68: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Ni, Zn, Pb e Bi), presentes nas piritas da seção FC-2935 (298.80). 166

Figura V.69: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas da seção FC-2935 (298.80). 166

Figura V.70: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Ni, Zn, Pb e Bi), presentes nas piritas da seção FC-4094 (149.48). 167

Figura V.71: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas da seção FC-4098 (149.48). 167

Figura V.72: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Ni, Zn, Pb e Bi), presentes nas piritas analisadas da Caraíba. 167

Figura V.73: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas da Caraíba. 167

Figura V.74: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Ni, Zn, Pb e Bi), presentes nas piritas da seção FVS-85 (309.82). 168

Figura V.75: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas da seção FVS-85 (309.82). 168

Figura V.76: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Ni, Pb e Bi), presentes nas pirrotitas da seção FC-2935 (298.80). 169

Figura V.77: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas pirrotita da amostra FC-2935 (298.80). 169

Figura V.78: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes, presentes nas piritas e pirrotita da seção FC-2935 (298.80)..... 169

Figura V.79: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas e pirrotitas da seção FC-2935 (298.80). 169

Figura V.80: Gráfico de Fe (em % atômica) por temperatura (°C), de acordo com dados experimentais de Arnold (1962), além de empíricos de Erdosh (1962), Gupta (1964), Rao (1964), e temperaturas estimadas para as pirrotita da amostra FC-2935 (298.80), da Caraíba. 170

Figura V.81: Diagramas ternários FeO-Cr_2O_3-Al_2O_3 para os espinélios das seções FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80), FC-4398 (280.18), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15). 171

Figura V.82: Diagramas ternários FeO-Cr_2O_3-TiO_2 para os espinélios das seções FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80), FC-4398 (280.18), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15). 171

Figura V.83: Classificação dos cromo-espinélios das amostras FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15). Nomenclatura segundo Haggerty (1976) *apud* Lima (1997). 172

Figura V.84: Comparação dos padrões de Co, Zn, Pb e Bi em calcopiritas magmáticas de Caraíba e Vermelhos. 174

Figura V.85: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas calcopiritas magmáticas de Caraíba e Vermelhos. 174

Figura V.86: Comparação dos padrões de Co, Zn, Pb e Bi em calcopiritas hidrotermais de Caraíba e Vermelhos. 174

Figura V.87: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas calcopiritas hidrotermais de Caraíba e Vermelhos. 174

Figura V.88: Comparação dos padrões de Co, Zn, Pb e Bi em bornitas magmáticas/metamórficas de Caraíba, Surubim e Vermelhos. 174

Figura V.89: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas bornitas magmáticas/metamórficas de Caraíba, Surubim e Vermelhos. 174

Figura V.90: Comparação dos padrões de Co, Zn, Pb e Bi em bornitas hidrotermais de Caraíba, Surubim e Vermelhos. 175

Figura V.91: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas bornitas hidrotermais de Caraíba, Surubim e Vermelhos. 175

Figura V.92: Comparação dos padrões de Ni, Zn, Pb e Bi nas piritas de Caraíba e Vermelhos. 175

Figura V.93: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas piritas de Caraíba e Vermelhos. 175

Figura VI.1: Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados da amostra PG-02-D. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados, associados às suas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$. 178

Figura VI.2: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra PG-02-D (quartzo-microclinito). Neste gráfico constam todos os pontos. Os círculos pontilhados correspondem aos pontos excluídos para o cálculo da curva. 180

Figura VI.3: Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados da amostra PG-04-C. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados, associados às suas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$. 182

Figura VI.4: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra PG-04-C (quartzo-microclinito). Neste gráfico foram excluídos os pontos com alto Pb comum. 184

Figura VI.5: Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados da amostra MS-01-D. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados, associados às suas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$. 186

Figura VI.6: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra MS-01-D (metagabro). Neste gráfico foram excluídos os pontos com Pb comum alto. 187

Figura VI.11: Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados da amostra MS-02-B. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados, associados às suas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$. 189

Figura VI.8: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra MS-02-B (metanorito). Neste gráfico constam todos os pontos. 190

Figura VI.9: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra MS-02-B (metanorito). Neste gráfico foram excluídos os pontos com alto Pb comum e consta apenas a idade da concórdia. 191

Figura VI.10: Gráfico com idades (em milhões de anos) obtidas pelos métodos Sm-Nd (T_{DM}), U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS) e Ar-Ar em flogopitas, para as rochas do Vale do Curaçá e porção norte do OISC. Além dos dados do presente trabalho, foram utilizados as idades de Oliveira *et al.* (2004), Silva *et al.* (1997), Silva *et al.* (2002), Corrêa-Gomes *et al.* (2012), Teixeira *et al.* (2010) e Teixeira (2011). A forma de disposição das idades no gráfico foi baseada no modelo de Teixeira (2011). Na porção esquerda, onde constam as idades paleoproterozóicas, as linhas claras delimitam cada 5 Ma e as escuras 50 Ma. Na porção direita, onde constam as idades neoarqueanas, as linhas claras delimitam cada 20 Ma e as escuras 100 Ma. 195

Figura VII.1: Gráfico ilustrando os valores de $\delta^{34}S$‰ obtidos nas amostras de sulfetos e sulfato de Sussuarana, Caraíba, Surubim e Vermelhos. A única análise em barita, de uma amostra de Vermelhos, está destacada. 200

Figura VII.2: Composição isotópica medida ($\delta^{34}S$ ‰) de depósitos IOCG selecionados, modificado de Hunt *et al.* (2007). Além dos depósitos citados por Hunt *et al.* (2007), constam dados do Vale do Curaçá (OLIVEIRA & CHOUDHURI, 1993; TEIXEIRA *et al.*, 2010; presente trabalho), Okiep (BOER *et al.*, 1994); Sossego (MONTEIRO *et al.*, 2008) e Igarapé-Bahia (DREHER *et al.*, 2008). 209

Figura VIII.1: Modelo evolutivo, em quatro estágios, proposto para os depósitos cupríferos do Vale do Curaçá. 213

ÍNDICE DE FOTOS

Foto IV.1: Minério oxidado rico em malaquita, onde é possível observar a formação de óxidos de ferro sobre relictos de minerais máficos (indicados pelas setas). 59

Foto IV.2: Malaquita percolando fraturas e falha N-S em piroxenito e ortognaisse, na porção norte da cava. Visada para norte. 59

Foto IV.3: Bandamento milimétrico de minerais máficos e félsicos, trucado por bandas de cisalhamento com biotita em ortognaisse granulítico. Bloco rolado da cava da Caraíba. 59

Foto IV.4: Dobra fechada em ortognaisse granulítico na porção norte da cava. Visada para N320. 59

Foto IV.5: Amostra de litotipo encaixante dos piroxenitos rico em granada vermelha. Porção oeste da cava. 59

Foto IV.6: Pegmatito de espessura centimétrica (indicado pela seta) em ortognaisse granulítico do embasamento. Porção norte da cava. Visada para N340. 59

Foto IV.7: Afloramento do contato entre corpo de piroxenito (em *mingling* com magma norítico) e ortognaisse granulítico. Porção sudoeste da mina. Visada para sul. 62

Foto IV.8: Talude da cava da Caraíba exibindo contato entre quartzo-microclinito e piroxenito, além da formação de malaquita por processos supergênicos. Porção sudeste da mina. Visada para N165. 62

Foto IV.9: Testemunhos de sondagem representativos dos principais tipos de rochas hospedeiras e produtos de alteração hidrotermal na mina da Caraíba. Não é possível distinguir minerais de minério nesta escala de observação. Furo FC-4413, entre 459 e 478 m. 64

Foto IV.10: Cristais de quartzo formados como resultado da alteração hidrotermal em piroxenito da cava da Caraíba. 64

Foto IV.11: Quartzo microclinito da cava da Caraíba, exibindo acumulação secundária de clorita e epídoto. Amostra PG-04-A, porção sudeste da mina. 64

Foto IV.12: Bolsão de calcopirita (Ccp) e bornita (Bn) em escala métrica, hospedado por hiperstenito em contato com ortognaisse. Bloco exposto na entrada da Mineração Caraíba. 65

Foto IV.13: Brecha hidrotermal cimentada por sulfetos e magnetita, com clastos de hiperstenito. Amostra da mina subterrânea da Caraíba. 65

Foto IV.14: a) Sulfetos em rede em amostra de piroxenito. b) Quartzo microclinito, com clorita (verde escuro) e veio de quartzo epídoto. As setas indicam disseminações de calcopirita. Furo FC-4413. 65

Foto IV.15: Amostra de mão de hiperstenito da cava da Caraíba. É possível notar bolsões de calcopirita e vênulas milimétricas (indicadas pelas setas). 65

Foto IV.16: Amostra de mão com concentração de calcopirita em fratura de norito da cava da Caraíba. 65

Foto IV.17: Amostra de mão de hiperstenito com bornita em contato com ortognaisse. As acumulações maciças de sulfetos restringem-se à rocha ultramáfica. 65

Foto IV.18: Cristais de hiperstênio e diopsídio exibindo pleocroísmo vermelho e verde, respectivamente. Observa-se substituição dos piroxênios por moscovita e calcopirita. Luz planopolarizada. Seção FC-40113 (108.10) - calcita metahiperstenito. 70

Foto IV.19: Hornblenda substituindo hiperstênio e sendo substituída por microclina, quartzo e bornita. Nicóis cruzados. Seção PG-04-B – metahiperstenito. 70

Foto IV.20: Quartzo e flogopita substituindo hornblenda, nos contatos entre os grãos e nas clivagens do anfibólio. Nicóis cruzados. Seção PG-04-B - metahiperstenito. 70

Foto IV.21: Aspecto da mineralização primária. Mesmo campo da Foto 20, observado em luz refletida. É possível notar o acúmulo de magnetita, bornita e calcopirita nos interstícios dos minerais de ganga. 70

Foto IV.22: Intercrescimento entre hematita e calcopirita, substituindo a magnetita. Luz refletida. Seção FC-4413 (449.15) – metahiperstenito. 70

Foto IV.23: Contato da magnetita com a calcopirita e bornita intercrescidas, ocorre substituição da magnetita por hematita. Luz refletida. Seção FC-4398 (208.18) – metahiperstenito. 70

Foto IV.24: Calcopirita, bornita e magnetita intercrescidas em shear-band de flogopita truncando matriz máfica. Luz refletida. Seção PG-04-B - metahiperstenito. 71

Foto IV.25: Vênulas de calcopirita, magnetita, pirita, flogopita e quartzo truncando e substituindo relictos de hiperstênio, luz refletida (PG-04-B). 71

Foto IV.26: Calcita maclada associada a flogopita e calcopirita substituindo hiperstênio, seção FC-40113 (108.10) – calcita metahiperstenito, nicóis cruzados. 71

Foto IV.27: Cristais de hiperstênio reliquiares em meio ao minério sulfetado maciço. Os ortopiroxênioos estão sendo substituídos por flogopita e sulfetos, além de vênulas de sericita. Seção FC-4398 (280.18) – metahiperstenito, nicóis cruzados. 71

Foto IV.28: Flogopita sigmoidal, quartzo e sericita substituindo hiperstênio. Nicóis cruzados. Seção FC-4095 (145.70) 71

Foto IV.29: Alteração pervasiva quartzo-sericítica associada a magnetita, seção FC-3996 (656.90) – norito/pegmatito, nicóis cruzados. 71

Foto IV.30: Relicto de plagioclásio, substituido, quase que totalmente, por sericita e quartzo. Nicóis cruzados. Seção FC-4094 (149.48), hornblenda sericita protomilonito formado a partir da alteração de um protólito norítico. 74

Foto IV.31: Pirita e calcopirita associadas a veio de substituição de flogopita em hornblenda. Seção FC-4094 (149.48). 74

Foto IV.32: Quartzo com extinção ondulante, flogopita, sericita e plagioclásio, subsittuindo cristal de hiperstênio. Contato entre pegmatito e metahiperstenito. Seção FC-40113 (121.00), nicóis cruzados. 74

Foto IV.33: Flogopita idioblástica associada a uma matriz granoblástica de plagioclásio e quartzo. FC-4398 (181.03), nicóis cruzados. Amostra de microclina quartzo sericita flogopitito. 74

Foto IV.34: Calcopirita e bornita substituindo magnetita e ilmenita intercrescidas. Seção FC-4398 (181.03), luz refletida. 74

Foto IV.35: Plagioclásio sericitizado em contato com serpentina e relictos de hornblenda. Seção FC-4491 (83.97), contato entre serpentinito e flogopitito. Observação sob nicóis cruzados. 74

Foto IV.36: Vênula de epídoto truncando matriz quartzo-microclínica. Observação em nicóis cruzados. Amostra PG-04-A, quartzo-microclinito. 75

Foto IV.37: Vênula sigmoidal de clorita e epídoto truncando porção de quartzo e microclina, observadas sob nicóis cruzados (PG-04-A, sudeste da mina). 75

Foto IV.38: Vênulas de sericita e epídoto em microclina, quartzo e plagioclásio saussuritizado, associados à magnetita, seção FC-4413 (444.30) – andesina microclinito. Nicóis cruzados. 75

Foto IV.39: Cristais de flogopita substituindo cristais de hornblenda e diopsídio, em contato com plagioclásio sericitizado e quartzo. Observação sob nicóis cruzados. Seção FC-2935 (298.80), diopsídio andesina sericita hornblendito. 75

Foto IV.40: Contato entre pirita e pirrotita, seção FC-2935 (298.80), luz refletida. É possível observar substituição da pirrotita pela pirita. 75

Foto IV.41: Pirita substituindo pirrotita, que está em contato com a calcopirita. Observação sob luz refletida. Seção FC-2935 (294.26) - diopsídio quartzo flogopita serpentina microclinito. 75

Foto IV.42: Afloramento dos paragnaisses Surubim, exibindo feições de migmatização, cerca de 3 km a sul da mina de Surubim. Visada para N240. 78

Foto IV.43: Detalhe dos paragnaisses Surubim exibindo concentração de granada em uma banda félsica. 78

Foto IV.44: Exposição do contato entre flogopitito e *pood* de metagabro, porção norte da mina de Surubim. Visada para oeste. 81

Foto IV.45: Testemunhos do furo FSBC-001 (entre 67 e 82 m), exibindo a configuração entre as zonas ricas em flogopita, plagioclásio e quartzo, bem como veios de calcopirita. 81

Foto IV.46: Cristais de granada vermelha em amostra de mão de flogopitito da mina de Surubim. 83

Foto IV.47: Disseminações de calcopirita em flogopitito da mina de Surubim. 83

Foto IV.48: Amostra de mão do contato entre metagabro e flogopitito. São observadas vênulas de flogopita e pirita migrando do flogopitito para o metagabro. 83

Foto IV.49: Vênulas de calcopirita e bornita, e pirita, em flogopitito da mina de Surubim. 83

Foto IV.50: Flogopita intercrescida com calcopirita, seção FSBC-001 (78.98) - flogopitito, luz plana. 87

Foto IV.51: Relictos de hiperstênio, sendo substituídos por uma massa sericítica-flogopítica. Seção FSBC-001 (78.98) - flogopitito. Observação sob nicóis cruzados. 87

Foto IV.52: Mesmo campo da Foto 50, com observação em luz refletida. É possível notar o intercrescimento de calcopirita e bornita com a flogopita, inclusive nas clivagens da mica. 87

Foto IV.53: Intercrescimento entre magnetita, pirrotita, flogopita (alguns cristais hematitizados) e microclina substituindo cristais de hipsertênio. seção FSBC-001 (28.35) – contato entre flogopitito e pegmatito, luz refletida. 87

Foto IV.54: Plagioclásio, microclina e quartzo associados à pirita e calcopirita com vênulas de sericita FSBC-001 (51.07) - Metanorito, nicóis cruzados. 87

Foto IV.55: Hiperstênio substituído por plagioclásio e flogopita seção FSDC-001 (43.55) – contato entre metanorito e pegmatito, nicóis cruzados. 87

Foto IV.56: Almandina e grossulária envolvidas por intercrescimento de calcopirita, magnetita e moscovita seção FSBC-001 (79.30b) – sericita flogopita andesina granadito, luz plana. 88

Foto IV.57: Flogopita e moscovita intercrescidas com calcopirita envolvendo grossulária, seção FSBC-001 (79.30b), luz plana. 88

Foto IV.58: Vênula de epídoto e hematita truncando sigmóide destral de flogopita com plagioclásio e microclina sericitizados FSBC-001 (51.07) – metanorito, nicóis cruzados. 88

Foto IV.59: Magnetita em contato com pirita, que substitui a calcopirita seção FSEX-006 (215.50) – metanorito, luz refletida. 88

Foto IV.60: Granada associada à calcopirita e magnetita. Luz refletida, seção FSBC-001 (79.30a) – sericita andesina granada flogopitito, nicóis cruzados. 88

Foto IV.61: Cubanita associada à calcopirita e bornita, seção FSBC-001 (79.30a), luz refletida. 88

Foto IV.62: Testemunhos de sondagem do furo FVS-41, intervalo entre 205 e 215 m. Nestas amostras, de Vermelhos Sul, é possível observar a extensiva formação de flogopita e quantidades de sulfetos maciços. 93

Foto IV.63: Hiperstênio sendo substituído por plagioclásio e flogopita. Seção FVS-41(205.15) - metahiperstenito, nicóis cruzados. 98

Foto IV.64: Calcopirita e bornita intercrescidas com flogopita e plagioclásio, seção FVS-41(205.15), luz refletida. 98

Foto IV.65: Vênulas de quartzo-sericita truncando quartzo intercrescido com calcopirita e bornita, associados a flogopita, seção FVS-41 (286.85) - metahiperstenito. 98

Foto IV.66: Intercrescimento em chamas bornita/calcopirita englobando cristais de flogopita e hiperstênio, ocorrem veios de sericita que formam pirita em contato com a calcopirita. Seção FVS-41 (286.65) – metahiperstenito, luz refletida 98

Foto IV.67: Calcopirita, bornita e magnetita englobando cristais de hiperstênio. Observa-se formação de pirita nas vênulas. Seção FVS-41(213.68) - metahiperstenito, luz refletida. 98

Foto IV.68: Vênula de calcopirita truncando quartzo intercrescido com magnetita, seção FVS-41 (286.85) - metahiperstenito. Luz refletida. 98

Foto IV.69: Calcopirita e bornita em contato com magnetita associados com a flogopita hematitizada. Seção FVS-41(213.68) - metahiperstenito, luz refletida. 100

Foto IV.70: Sigmóide de flogopita com calcopirita intercrescida em contato e nas clivagens, seção FV-81 (179.60) – flogopitito. Nicóis cruzados. 100

Foto IV.71: Flogopita substituindo hiperstênio e hornblenda associado a quartzo e microclina, seção FVE-24 (341.95) - flogopitito. Observação sob nicóis cruzados. 100

Foto IV.72: Intercrescimento mimerquítico entre quartzo e microclina, associado à flogopita e cristais de plagioclásio saussuritizado e sericitizado. Seção FVS-41 (313.77) – flogopitito. Nicóis cruzados 100

Foto IV.73: Vênula de quartzo-sericita truncando matriz granoblástica de quartzo e microclina. Nicóis cruzados. Seção FV-81 (144.60) – quartzo-microclinito. 100

Foto IV.74: Cristais de flogopita dobrada e sericita desenvolvidos nos contatos do quartzo. Seção FVE-24 (374.70) – quartzo andesinito. Nicóis cruzados 100

Foto IV.75: Granada, flogopita e quartzo em contato com sericita, que bordeja um cristal de pirita. Seção FVS-41 (321.33) – andesina quartzito. Luz planopolarizada. 101

Foto IV.76: Franja de actinolita envolvendo pirita em contato com microclina. Ocorrem cristais de hematita bordejando a pirita e em vênulas, seção FVE-24 (374.40) – quartzo andesinito. Luz planopolarizada. 101

Foto IV.77: Quartzo, actinolita e pirita intersticiais na barita, seção FVS-85 (309.82) – contato entre pirita baritito e quartzito, nicóis cruzados. 101

Foto IV.78: Contato entre pirita e magnetita nos interstícios da barita, seção FVS-85 (309.82), luz refletida. .. 101

Foto IV.79: Actinolita com hematita, e quartzo associados a pirita nos interstícios da barita, seção FVS-85 (309.82), nicóis cruzados. 101

Foto IV.80: Clorita, com hematita disseminada, substituindo quartzo em contato com pirita. Seção FVS-85 (309.82) – quartzo baritito. Nicóis cruzados. 101

Foto IV.81: Cristais de plagioclásio, truncados por vênulas de sericita, em contato com hiperstênio, substituído por flogopita. Seção FAS-44 (73.58) – metanorito. Nicóis cruzados 108

Foto IV.82: Magnetita, pirita e calcopirita englobando hiperstênio e plagioclásio e em contato com plagioclásio, seção FAS-44 (73.58), luz refletida. 108

Foto IV.83: Flogopita intercrescida com calcopirita, e em contato curvo com plagioclásio. Seção FAS-38 (145.43), nicóis cruzados. 108

Foto IV.84: Hiperstênio em contato com microclina, flogopita e quartzo que o substituem, seção FAS-38 (145.43), nicóis cruzados. 108

Foto IV.85: Plagioclásio englobando quartzo, truncado por vênulas de sericita, em contato com hiperstênio e flogopita. Seção FAS-38 (145.43) – flogopitito, nicóis cruzados. 108

Foto IV.86: Mineralização disseminada (provavelmente primária), composta por calcopirita, bornita e magnetita em equilíbrio, preservada em meio à flogopita, em contato com hiperstênio. Seção FAS-38 (145.43) 108

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela II.1: Síntese geocronológica do Vale do Curaçá e porção norte do OISC. As idades de Vlach & Del Lama (2002) foram extraídas de Teixeira *et al*., 2010. 38

Tabela III.1: Características gerais dos principais depósitos de cobre. Baseado nos dados de Biondi (2003), Robb (2005), Laznicka (2006) e Laznicka (2010). 44

Tabela IV.1: Análise modal para as seções polidas-delgadas descritas da Caraíba. Opx: ortopiroxênio; Hyp: hiperstênio; Cpx: clinopiroxênio; Di: diopsídio; Amp: anfibólio; Hb: hornblenda; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; Phl: flogopita: Ep: epídoto; Chl: clorita; Ser: sericita; Ms: moscovita; Srp: serpentina; Cal: calcita; Mag: magnetita; Ilm: ilmenita; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Py: pirita; Po: pirrotita; Hem: hematita. 1 – amostras analisadas para isótopos de enxofre; 2 – amostras analisadas por MEV; 3 – amostras analisadas por microssonda eletrônica; 4 – amostras datadas usando SHRIMP. 68

Tabela IV.2: Análise modal para as seções polidas-delgadas descritas de Surubim. Opx: ortopiroxênio; Hyp: hiperstênio; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; Phl: flogopita: Ep: epídoto; Chl: clorita; Ser: sericita; Ms: moscovita; Grt: granada; Alm: almandina; Grs: grossulária; Mag: magnetita; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Cbn: cubanita; Py: pirita; Po: pirrotita; Hem: hematita. 1 – amostras analisadas para isótopos de enxofre; 2 – amostras analisadas por MEV; 3 – amostras analisadas por microssonda eletrônica. 84

Tabela IV.3: Análise modal para as seções polidas-delgadas descritas de Vermelhos. Opx: ortopiroxênio; Hyp: hiperstênio; Cpx: clinopiroxênio; Amp: anfibólio; Hb: hornblenda; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; Phl: flogopita; Chl: clorita; Alm: almandina; Ser: sericita; Ms: moscovita; Brt: barita; Act: actnolita; Mag: magnetita; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Py: pirita; Po: pirrotita; Hem: hematita. 1 – amostras analisadas para isótopos de enxofre; 2 – amostras analisadas por MEV; 3 – amostras analisadas por microssonda eletrônica. 95

Tabela IV.4: Análise modal para as seções polidas-delgadas descritas de Sussuarana. Opx: ortopiroxênio; Hyp: hiperstênio; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; Phl: flogopita; Ep: epídoto; Chl: clorita; Ms: moscovita; Mag: magnetita; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Py: pirita. 1 – amostra analisada para isótopos de enxofre; 2 – amostra analisada por MEV. 106

Tabela IV.5: Quadro comparativo das principais feições geológicas dos depósitos estudados. 113

Tabela V.1: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 1, 2 e 3, realizadas no sítio 1, amostra FC-4413 (441.00). 118

Tabela V.2: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 4, 5, 6 e 7, realizadas no sítio 2, amostra FC-4413 (441.00). 120

Tabela V.3: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 8, 9 e 10, realizadas no sítio 3, amostra FC-4491 (83.97). 122

Tabela V.4: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 16, 17 e 18, realizadas no sítio 6, amostra FC-4491 (83.97). 123

Tabela V.5: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 19, 20, 21 e 22, realizadas no sítio 7, amostra FC-2935 (294.26). 125

Tabela V.6: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 32, 33, 34 e 35 realizadas no sítio 11, amostra FSEX-006 (204.35). 125

Tabela V.7: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 43, 44 e 45, realizadas no sítio 14, amostra FSBC-001 (79.30a). 128

Tabela V.8: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 46 e 47, realizadas no sítio 15, amostra FSBC-001 (79.30a). 128

Tabela V.9: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 48, 49 e 50, realizadas no sítio 16, amostra FSBC-001 (79.30a). 131

Tabela V.10: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 59 e 60, realizadas no sítio 19, amostra FVS-41 (286.65). 133

Tabela V.11: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 62, 63, 64 e 65, realizadas no sítio 20, amostra FVS-41 (286.65). 133

Tabela V.12: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 66, 68, 69 e 70, realizadas no sítio 21, amostra FVS-41 (286.65). 136

Tabela V.13: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 72 e 73, realizadas no sítio 22, amostra FVS-85 (309.82) 136

Tabela V.14: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 78, 79 e 80, realizadas no sítio 25, amostra FAS-44 (81.15). 138

Tabela V.15: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 81 e 82, realizadas no sítio 26, amostra FAS-44 (81.15) 141

Tabela V.16: Composição de ortopiroxênios representativos das amostras FC-2935 (298.80) e FVS-41 (205.15). 143

Tabela V.17: Composição de clinopiroxênios representativos da amostra FC-40113 (108.10). 144

Tabela V.18: Composição de anfibólios representativos das amostras FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80), FC-40113 (108.10) e FSBC-001 (79.30b). Os pontos com OH = 0, não foi medido. 145

Tabela V.19: Composição de plagioclásios representativos das amostras FC-2935 (298.80), FC-4094 (149.48) e FSBC-001 (79.30b). 147

Tabela V.20: Composição de granadas representativas das amostras FC-4094 (149.48) e FSBC-001 (79.30b). 148

Tabela V.21: Composição de flogopitas representativas das amostras FC-2935 (298.80), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15). 149

Tabela V.22: Composição de cloritas representativas das amostras FC-4413 (440.50), FSBC-001 (79.30b) e FVS-85 (309.82). 151

Tabela V.23: Fórmulas utilizadas para os cálculos geotermométricos da clorita. 152

Tabela V.24: Temperaturas calculadas utilizando a clorita como geotermômetro, segundo as metodologias de Cathelineu (1988), Kranidiotis & McLean (1987), Zang & Fyfe (1995). 152

Tabela V.25: Composição de epídotos das amostras FC-40113 (108.10), FC-4094 (149.48) e FC-4413 (440.50). 153

Tabela V.26: Composição química de calcitas da seção FC-40113 (108.10). 153

Tabela V.27: Composição química de baritas da seção FVS-85 (309.82). 153

Tabela V.28: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FC-4413 (440.50), da Caraíba..... 155

Tabela V.29: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FC-40113 (108.10), da Caraíba..... 155

Tabela V.30: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba..... 156

Tabela V.31: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FSBC-001 (79.30b), de Surubim. 158

Tabela V.32: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FVS-85 (205.15), de Vermelhos. 159

Tabela V.33: Composição química, dada em %, de bornitas da seção FC-4413 (440.50), da Caraíba. 160

Tabela V.34: Composição química, dada em %, de bornitas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba. 161

Tabela V.35: Composição química, dada em %, de bornitas da seção FSBC-001 (79.30b), de Surubim. 163

Tabela V.36: Composição química, dada em %, de bornitas da seção FVS-41 (205,15), de Vermelhos..... 164

Tabela V.37: Composição química, dada em %, de piritas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba. 166

Tabela V.38: Composição química, dada em %, de piritas da seção FC-4094 (149.48), da Caraíba. 167

Tabela V.39: Composição química, dada em %, de piritas da seção FVS-85 (308.82), de Vermelhos. 168

Tabela V.40: Composição química, dada em %, de pirrotitas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba..... 169

Tabela V.41: Estimativa de temperaturas de formação de pirrotita, com base no teor de Fe atômico (%Fe at.). Os trabalhos pioneiros experimentais foram desenvolvidos por Arnold (1962) e aplicados por Erdosh (1962), Gupta (1964) e Rao (1964). Na coluna da direita, constam as estimativas feitas para as pirrotitas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba. 170

Tabela V.42: Composição química, dada em %, de espinélios das seções FC-2935 (298.80), FC-4094 (149.48), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15). 171

Tabela V.43: Composição química, dada em %, de hematitas da seção FVS-85 (309.82), de Vermelhos. 172

Tabela VI.1: Principais parâmetros geocronológicos da amostra PG-02-D (quartzo-microclinito da Mina da Caraíba). 177

Tabela VI.2: Principais parâmetros geocronológicos da amostra PG-04-C (quartzo-microclinito da Mina da Caraíba). 181

Tabela VI.3: Principais parâmetros geocronológicos da amostra MS-01-D (metagabro da Mina de Surubim).. 185

Tabela VI.4: Principais parâmetros geocronológicos da amostra MS-02-B (metanorito da Mina de Surubim). 189

Tabela VI.5: Dados geocronológicos citados neste capítulo. 194

Tabela VII.1: Valores de δ^{34}S‰ obtidos nas análises realizadas dos depósitos de Sussuarana, Caraíba, Surubim e Vermelhos. Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Py: pirita; Po: pirrotita; Brt: barita; Qtz: quartzo; Phl: flogopita; Srp: serpentina; Chl: clorita; Mc: microclina; Hyp: hiperstênio; Ser: sericita; Ep: epídoto; Di: diopsídio; Pl: plagioclásio; Grt: granada; Ms: moscovita. 200

Tabela VII.2: Valores de δ^{34}S ‰, idades, ambientes tectônicos e mecanismos propostos para explicar os valores de δ^{34}S nos depósitos comparados neste capítulo. Os autores dos dados constam na coluna da extrema direita. Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Po: pirrotita; Cc: calcocita; Brt: barita; Py: pirita; Anh: anidrita. 202

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS i

RESUMO ii

ABSTRACT iv

ÍNDICE DE FIGURAS vi

ÍNDICE DE FOTOS xiii

ÍNDICE DE TABELAS xviii

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO 24

I.1 OBJETIVOS 25

I.2 MÉTODOS EMPREGADOS 26

I.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO 31

CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL 33

II.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS 35

II.2 SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA 37

II.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA 39

CAPÍTULO III - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 41

III.1 ASPECTOS GEOQUÍMICOS, PETROLÓGICOS E MINERALÓGICOS DO COBRE 42

III.2 CARACTERÍSITICAS METALOGENÉTICAS 43

III.3 COBRE EM SEQUÊNCIAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS 46

III.4 DEPÓSITOS DO TIPO IOCG (IRON OXIDE-COPPER-GOLD) 48

III.5 TRABALHOS ANTERIORES SOBRE OS DEPÓSITOS DO VALE DO CURAÇÁ 51

CAPÍTULO IV - TIPOLOGIA DAS MINERALIZAÇÕES CUPRÍFERAS 57

IV.1 GEOLOGIA E PETROLOGIA DA MINA CARAÍBA 58

IV.2 GEOLOGIA E PETROLOGIA DA MINA DE SURUBIM 77
IV.3 GEOLOGIA E PETROLOGIA DO DEPÓSITO DE VERMELHOS 90
IV.4 GEOLOGIA E PETROLOGIA DO DEPÓSITO DE SUSSUARANA 103
IV.5 DISCUSSÃO PARCIAL E COMPARAÇÃO ENTRE OS DEPÓSITOS 110
CAPÍTULO V - ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL 116
V.1 ANÁLISES DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV-EDS) 116
V.1.1 CARAÍBA 117
V.1.2 SURUBIM 125
V.1.3 VERMELHOS 131
V.1.4 SUSSUARANA 138
V.2 ANÁLISES DE MICROSSONDA ELETRÔNICA 141
V.2.1 MINERAIS DE GANGA 143
V.2.2 MINERAIS DE MINÉRIO 154
V.3 DISCUSSÃO PARCIAL E COMPARAÇÃO ENTRE OS DEPÓSITOS 172
CAPÍTULO VI - ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS 176
VI.1 AMOSTRAS DA MINA CARAÍBA 176
VI.1.1 AMOSTRA PG-02-D 177
VI.1.2 AMOSTRA PG-04-C 181
VI.2 AMOSTRAS DA MINA DE SURUBIM 184
VI.2.1 AMOSTRA MS-01-D 185
VI.2.2 AMOSTRA MS-02-B 187
VI.3 COMPARAÇÃO COM DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES 191
CAPÍTULO VII - ANÁLISES DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE 196
VII.1 RESULTADOS DAS ANÁLISES 198
VII.2 DISCUSSÃO DOS DADOS E COMPARAÇÃO COM OUTROS DEPÓSITOS 201

CAPÍTULO VIII - ASPECTOS GENÉTICOS: INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES 211

VIII.1 CONCLUSÕES 211

VIII.2 RECOMENDAÇÕES 214

REFERÊNCIAS 215

ANEXOS 223

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

As primeiras ocorrências de minerais de cobre na região do Vale do Rio Curaçá foram documentadas no ano de 1874, em uma região que atualmente pertence ao município de Jaguarari, no nordeste da Bahia. O potencial produtivo foi primeiramente identificado pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), que realizou as primeiras pesquisas em 1944. Novos estudos foram iniciados apenas no ano de 1969, pelo industrial Francisco "Baby" Pignatari, que transferiu o controle do empreendimento em 1974 para o Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social (BNDES-PAR).

A explotação foi realizada a céu-aberto, na mina Caraíba, entre os anos de 1979 e 1986, quando foi iniciada a mineração subterrânea, operando simultaneamente com a mina a céu-aberto. Cerca de 85 milhões de toneladas de minério sulfetado já foram lavradas, com teor médio de 1,20% de cobre. A jazida de Caraíba foi, por vários anos, a maior mina brasileira do metal, sendo superada pela descoberta do depósito de classe mundial de Salobo na década de 80, na região da Serra dos Carajás (Pará).

O Vale do Curaçá fica localizado na região nordeste do estado da Bahia, abrangendo os municípios de Jaguarari, Curaçá e Juazeiro. Neste vale ocorrem diversos jazimentos cupríferos além da mina Caraíba, destacando-se a mina de Surubim, a sul da Caraíba, e os depósitos de Vermelhos, Sussuarana, R-22, Terra do Sal, Angico e Pirulito (ROCHA, 1999; TEIXEIRA *et al*., 2010). A área está situada no contexto do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), um domínio de rochas paleoproterozóicas, formadas durante a consolidação do embasamento do Cráton do São Francisco, no Orosiriano-Riaciano, ao final do Paleoproterozóico (TEIXEIRA *et al*., 2010; MISI & TEIXEIRA, 2008).

A gênese dessas mineralizações foi a temática abordada por diversos estudos (dissertações, teses e publicações) realizados desde o início da década de 1980. Os estudos pioneiros enfatizavam os processos ortomagmáticos e o controle estrutural das mineralizações (LINDENMAYER, 1980; DEL'REY SILVA *et al.*, 1994). A importância dos processos metassomáticos na gênese dos depósitos foi sugerida inicialmente por ROCHA (1999) e posteriormente ratificada por TEIXEIRA *et al.* (2010), que propuseram um modelo do tipo IOCG (Iron Oxide-Copper-Gold) para os depósitos do Vale do Curaçá.

I.1 OBJETIVOS

O principal objetivo do presente trabalho consiste no estabelecimento de comparações de cunho tipológico e genético entre depósitos cupríferos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana, no vale do Curaçá, visando contribuir para os conhecimentos teóricos e práticos além de, possivelmente, auxiliar na prospecção do metal. A validade do modelo IOCG (*Iron Oxide-Copper-Gold*) proposto por TEIXEIRA *et al*. (2010), é investigada a partir de novos dados que foram produzidos durante a realização dessa pesquisa, que contempla os seguintes objetivos específicos:

(i) estender os conhecimentos metalogenéticos dos depósitos cupríferos do Vale do Curaçá, já avançados na mina de Caraíba, para a mina de Surubim e os alvos Vermelhos e Sussuarana ao mesmo tempo verificar-se a validade (ou não) de um modelo com duas fases de mineralização, uma endomagmática e outra (tardia) hidrotermal, associada a um sistema do tipo IOCG (TEIXEIRA *et al.*, 2010);

(ii) tecer comparações tipológicas e químicas entre os diferentes tipos de alteração hidrotermal observados nos quatro depósitos;

(iii) estabelecer a evolução paragenética dos minerais de ganga e minério nas mineralizações de origem hidrotermal;

(iv) compreender a distribuição dos elementos químicos nas fases minerais sulfetadas pertencentes às diferentes paragêneses de minério observadas nos depósitos estudados;

(v) relacionar a evolução química e paragenética dos sulfetos e minerais de alteração com a evolução geológica dos depósitos;

(vi) buscar similaridades e diferenças na evolução metalogenética dos diferentes depósitos estudados;

(vii) contribuir com a geocronologia das minas Caraíba e Surubim;

(viii) fornecer informações adicionais sobre a evolução do fracionamento isotópico do enxofre nas diferentes fases de mineralização.

I.2 MÉTODOS EMPREGADOS

Os trabalhos de pesquisa, com duração de 24 meses, foram realizados de acordo metodologia descrita a seguir.

As atividades foram realizadas no âmbito do "Projeto Mapa Metalogenético II: Banco de Dados e Análise Metalogenética de duas Províncias na Região NE do Estado", em execução pelo Grupo de Metalogênese e Exploração Mineral (CPGG/UFBA) e apoiado financeiramente pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) e pelo CNPq.

I.2.1 Levantamento Bibliográfico

Nessa etapa foram realizadas buscas em livros, revistas e periódicos especializados, dos trabalhos realizados até então na região do Vale do Curaçá e tópicos relacionados. Foram consultados desde relatórios inéditos, compilados pela própria empresa detentora dos direitos minerários das áreas (Mineração Caraíba S.A.), quanto publicações sobre a evolução geológica regional, bem como trabalhos técnicos e acadêmicos relacionados às mineralizações de cobre.

I.2.2 Trabalhos de Campo

Foram realizadas duas campanhas: a primeira, no período de 10 a 14 de outubro de 2011, teve caráter de reconhecimento e abrangeu outras áreas do projeto Mapa Metalogenético II. A segunda foi realizada entre os dias 7 e 11 de maio de 2012, quando foram coletadas amostras nas frentes de lavra e testemunhos de sondagem, totalizando 53 amostras da Caraíba, 38 de Surubim, 31 de Vermelhos e 43 de Sussuarana. Quatro amostras com grande volume da mina a céu aberto de Caraíba e duas de Surubim foram também coletadas, visando a obtenção de zircões para geocronologia U-Pb SHRIMP IIe.

I.2.3 Caracterização petrográfica

Das amostras coletadas, 47 foram selecionadas ~~47~~ (22 da Caraíba, 9 de Surubim, 12 de Vermelhos e 4 de Sussuarana), a partir das quais foram confeccionadas seções polido-delgadas no laboratório de laminação da Universidade de Brasília (UnB), durante o mês de

junho de 2012. As descrições petrográficas foram realizadas no Laboratório de Petrografia do Grupo de Metalogênese da UFBa.

I.2.4 Difratometria de Raios-X (DRX)

Foram realizadas análises difratométricas em amostras de flogopitas de Caraíba e Surubim, das quais a mais representativa encontra-se em anexo. Os cristais foram coletados, manualmente pulverizados e analisados no Laboratório de Difratometria de Raios-X (DRX) do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal da Bahia (UFBA).

O Laboratório de DRX (IGEO-UFBA) é equipado com um Difratômetro RIGAKU, Modelo D / MAX 2A, apoiado por um regulador automático de Voltagem (170 – 240 V) de marca Peltron e um COOLER SMC, Mod. INR 242-3 de 200 V. Os dados são registrados em um PC – Pentium, centralizando os dados em um Sistema/Software DATASCAN – MDI / ASC. Os difratogramas resultantes foram analisados em um programa de Análises Qualitativas e suas fases separadas com a utilização do programa Match! (*Phase Identification from Powder Diffraction*).

I.2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS)

De dezembro/2012 a janeiro/2013 foram realizadas análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) em cristais de sulfetos e silicatos, no Laboratório Multiusuário de Microscopia Eletrônica (LAMUME) do Instituto de Física (IF) da UFBA. Foi utilizado um Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL, modelo JSM-6610LV, operando a 20 kV, equipado com analisador via Espectroscopia de Energia Dispersiva (*Energy Dispersive X-ray Detector* - EDX ou EDS). Pelo EDS são realizadas análises semiquantiativas dos elementos com número atômico maior que 11, isto é, a partir do Mg, detectando-se concentrações a partir de 1000 ppm, em média. Deve-se salientar que alguns elementos com picos com intensidades próximas (por ex. Ti e V, Fe e Mn) são passíveis de sofrer interferências recíprocas durante a análise.

Foram analisadas 8 seções polido-delgadas, 3 de Caraíba, 2 de Surubim, 2 de Vermelhos e uma de Sussuarana. Das amostras, que foram analisadas sem o uso da metalização, foram obtidas Imagens de Elétrons Secundários (*Secondary Electron Image* - SEM) e Imagens de Eletrons Retroespalhados (*Backscattered Electrons* - BSE).

Também foram obtidas análises semiquantitativas em cristais de sulfetos, óxidos, silicatos, carbonatos e sulfato com o EDS. Foram realizadas análises em 82 pontos, onde foram obtidas as composições (*Spectra*), num total de 26 campos das 8 amostras. Ainda foram geradas imagens acamadadas EDS, com cores correspondentes às abundâncias dos elementos encontradas, além de mapas de elementos dos campos dos quais foram obtidas as composições. Os mapas foram gerados com um aumento de 800 vezes, e as medidas tomadas com aumento entre 900 e 1000 vezes.

I.2.6 Microssonda Eletrônica

Em dezembro/2012, 22 seções polido-delgadas, foram submetidas à limpeza sob ultrassom e metalizadas com carbono, no Laboratório de Microssonda Eletrônica (ME) da Universidade de São Paulo (USP). Em fevereiro/2013, 8 destas seções (5 de Caraíba, 2 de Vermelhos e 1 de Surubim) foram analisadas, no Laboratório de Microssonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB).

Este laboratório é equipado com uma microssonda JEOL JXA-8230, que possui 5 epectrômetros WDS (*Wavelength Dispersive X-ray Spectroscopy*), que analisa com teores mínimos entre 250 e 750 ppm (a depender do elemento), e um EDS, que opera entre 0 eV e 10 keV. Estão disponíveis cristais analisadores (TAPJ, LIF, LIFH, PETJ, PETH, LDE1, LDE2), que permitem a análise quantitativa de todos os elementos com número atômico maior que 4, ou seja, a partir do Boro.

As análises foram realizadas em condições de operação de 15 kV, para os silicatos, e 20 kV, para os sulfetos, e com espessuras de raio incidente variando entre 3 e 5 μm. Em cada amostra foram analisados 4 ou 5 campos, primeiramente com EDS, para identificação primária do mineral e posteriormente com WDS. No total foram analisados 139 pontos em minerais de minério (110 em sulfetos, 29 em óxidos), e 211 em minerais de ganga (198 em silicatos, 9 em barita, 4 em calcita), distribuídos da seguinte forma:

- Caraíba: 28 em calcopirita, 13 em bornita, 21 em pirita, 9 em pirrotita, 10 em espinélios, 14 em ortopiroxênios, 10 em clinopiroxênios, 47 em anfibólios, 2 em granadas, 16 em plagioclásios, 4 em flogopita, 2 em cloritas, 9 em epídotos, 4 em calcita;

- Vermelhos: 7 em calcopirita, 6 em bornita, 10 em pirita, 3 em espinélios, 5 em hematita, 15 em ortopiroxênios, 14 em flogopita, 7 em cloritas, 9 em barita;

- Surubim: 11 em calcopirita, 5 em bornita, 11 em espinélios, 2 em anfibólios, 20 em granadas, 10 em plagioclásios, 5 em flogopitas e 2 em cloritas.

Nos sulfetos foram analisados As, S, Bi, Pd, Ag, Sb, Pb, Au, Pt, Cd, Fe, Co, Ni, Cu e Zn. Nos espinélios, hematita e minerais de ganga, foram analisados F, Na_2O, MgO, SiO_2, Al_2O_3, CaO, K_2O, Cl, TiO_2, Cr_2O_3, SrO, FeO, MnO, BaO, V_2O_3, NiO e também o ânion hidroxila (OH^-) em algumas amostras *vide* capítulo V – Química Mineral.

Os dados de sulfetos, barita e óxidos foram organizados e plotados em gráficos, com o uso do *software* Microsoft Excel 2010, assim como os cálculos geotermométricos da clorita e pirrotita. Para o cálculo das fórmulas estruturais dos minerais foi adotada a metodologia descrita por DEER *et al.* (1992), por meio de planilhas disponibilizadas pelo Laboratório de ME da UnB e por TINDLE (2010).

Os cálculos de fórmulas estruturais e plotagem nos diagramas de classificação de piroxênios, anfibólios, plagioclásios e cloritas foram realizados com utilização do software MINPET v. 2.02 (RICHARD, 1995). Os geotermômetros e geobarômetros determinados a partir de paragêneses máficas, foram calculados através do software PTMAFIC v 2.0 (SOTO & SOTO, 1993).

I.2.7 Geocronologia U-Pb SHRIMP

Os blocos e matacões de amostras, coletados em frentes de lavra (entre 40 e 50 kg de cada litotipo), foram triturados em britador de mandíbula, de 5 cm, no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento (CEPED) da Universidade do Estado da Bahia (UNEB), em Camaçari, no mês de junho de 2012. Quatro amostras foram selecionadas para a obtenção dos zircões (~~duas~~ 2 de Caraíba e 2 de Surubim), nas quais foi aplicado novo processo de britagem, reduzindo a 3 cm, no Laboratório de Preparação de Amostras do IGEO-UFBA.

Já em britas reduzidas, as amostras foram pulverizadas utilizando o *shatterbox*, em ciclos de no máximo 5 segundos. Pulverizadas, as amostras foram concentradas, por densidade, em mesa oscilatória. Foram, então, secadas em estufa e tiveram as fases magnéticas excluídas com o auxílio de um separador magnético tipo Frantz. Todo este processo foi desenvolvido no LPA (IGEO-UFBA).

Os concentrados densos, não-magnéticos, foram levados à lupa Binocular, ~~e,~~ embebidos em álcool etílico e tiveram os cristais de zircão separados com ~~o~~ auxílio de uma agulha. Foram enviados 50 e 80 cristais de zircão das amostras de Surubim, e 120 e 150 das

amostras da Caraíba, para o Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (GEOLAB) na USP.

Alguns zircões foram selecionados (entre 10 e 54) e foram preparadas seções, com os zircões em matriz de ouro, das quais tiveram obtidas imagens de Catodoluminescência (CL) em MEV, para servirem de guia para as análises. Com as imagens em mãos, as 4 amostras foram datadas~~,~~ no dia 3 de dezembro de 2012, utilizando o método U-Pb Sensitive High-Resolution Ion Microprobe SHRIMP IIe. Foram obtidos entre 11 e 14 pontos de cada amostra.

I.2.8 Análises de isótopos de enxofre

Vinte e uma amostras de sulfetos (1 de Sussuarana, 4 de Surubim, 5 de Vermelhos e 11 de Caraíba) e uma de barita (de Vermelhos), foram fragmentadas e separadas manualmente, com o auxílio de cadinho e pistilo, no mês de fevereiro de 2013, no Laboratório de Geocronologia da UnB.

Entre os meses de abril e junho, estas amostras foram analisadas para isótopos de enxofre (^{32}S e ^{34}S), utilizando o espectrômetro de massa~~s~~ MC-ICP-MS Neptune (Thermo Finnigan) com laser New Wave UP213 Nd:YAG acoplado, ainda no Laboratório de Geocronologia da UnB. Os resultados das análises foram compilados na forma de uma planilha do Microsoft Excel, contendo os valores de $\delta^{34}S$ (‰VCDT) medidos.

I.2.9 Integração dos dados e redação da dissertação

O fluxograma da Figura I.1 ilustra os métodos utilizados e suas relações de interdependência. Parte dos dados adquiridos foi organizada e sintetizada sob ~~a~~ forma de dois resumos (um publicado e um submetido) em simpósios especializados. O volume total dos dados foi organizado e sintetizado sob a formas de gráficos e figuras com utilização dos *softwares* CorelDraw X3, Microsoft Excel, Microsoft Word, Microsoft PowerPoint e ArcGis v. 9.3. O conjunto destes dados foi interpretado e os resultados sintetizados sob ~~a~~ forma da presente dissertação.

I.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

O Vale do Curaçá localiza-se na porção nordeste do Estado da Bahia, ~~e~~ abrangendo as porções leste dos munícipios de Jaguarari e Juazeiro e a porção oeste do município de Curaçá (Figura I.2). A sede da Mineração Caraíba está localizada a poucos ~~km~~ quilômetros do Distrito de Pilar, no município de Jaguarari, que dista cerca de 410 km de Salvador (Figura I.3).

Para chegar ao Distrito de Pilar~~,~~ saindo de Salvador, deve-se ~~a~~ seguir pela BR-324 até Feira de Santana. Em seguida, toma-se a BR-116 no rumo norte, percorre-se 14 km e retorna-se à esquerda para a BR-324. Percorre-se então140 km, passando por Riachão do Jacuípe, virando à direita em Capim Grosso. Percorre-se mais 131 km na BR-407, passando por Senhor do Bonfim e Jaguarari, para atingir o Distrito de Pilar (GOOGLE MAPS, 2013).

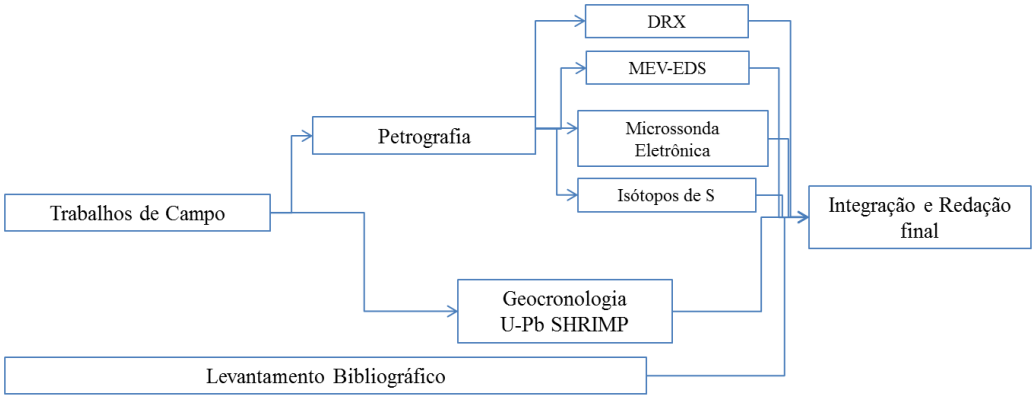


Figura I.1: Fluxograma resumindo os métodos utilizados.

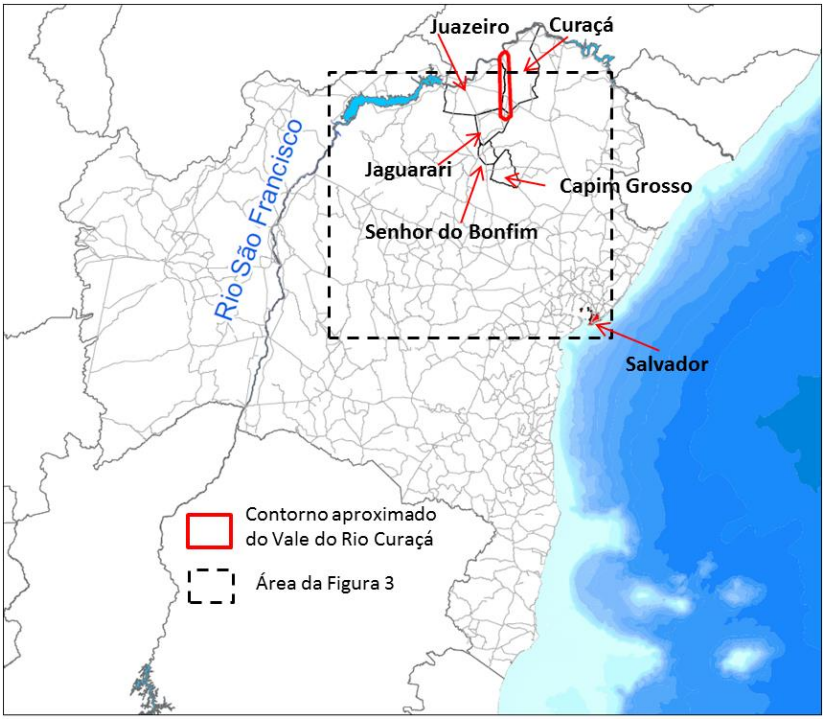


Figura I.2: Mapa de localização. Contorno dos munícipios do Estado da Bahia, plataforma continental e Rio São Francisco. Na figura, consta a área da Figura 3, e os municípios citados no texto. Adaptado de IBGE (2006).

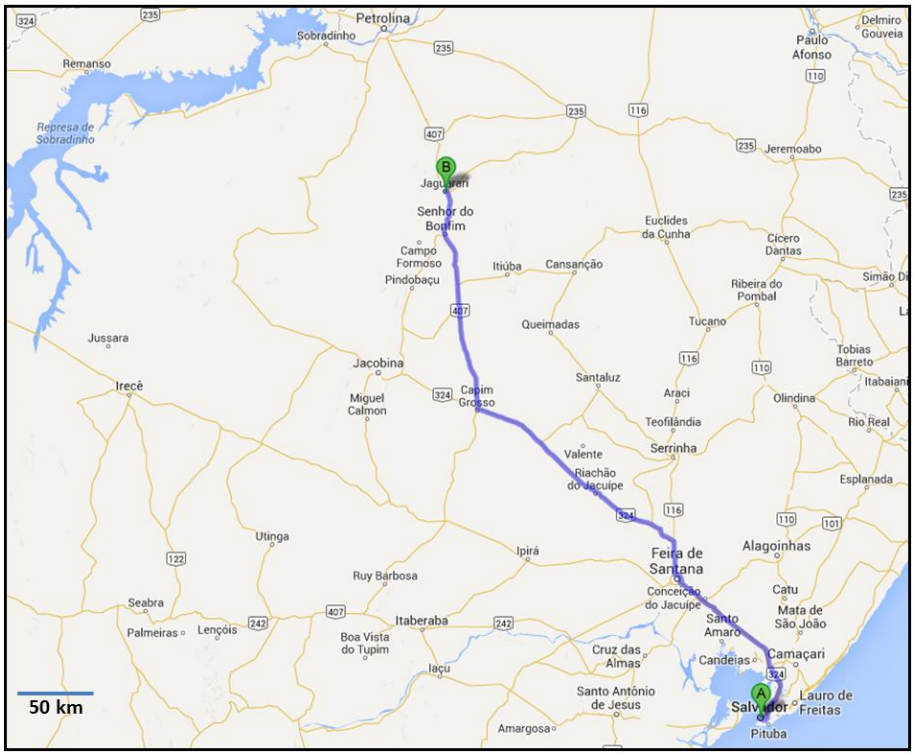


Figura I.3: Vias de acesso de Salvador (A) ao distrito de Pilar (B), em Jaguarari. Fonte: Google Maps, 2013.

CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida no setor norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), uma entidade tectônica paleoproterozóica componente do embasamento do Cráton do São Francisco (CSF). Consiste em um cinturão de rochas granulíticas de 800 km de extensão, de idade arqueana a paleoproterozóica, que foi deformado e metamorfisado devido à colisão dos blocos Gavião, Jequié e Serrinha ao final do Riaciano (PADILHA & MELO, 1991; BARBOSA 1996; BARBOSA & SABATÉ, 2004; TEIXEIRA *et al*., 2010; Figura II.1).

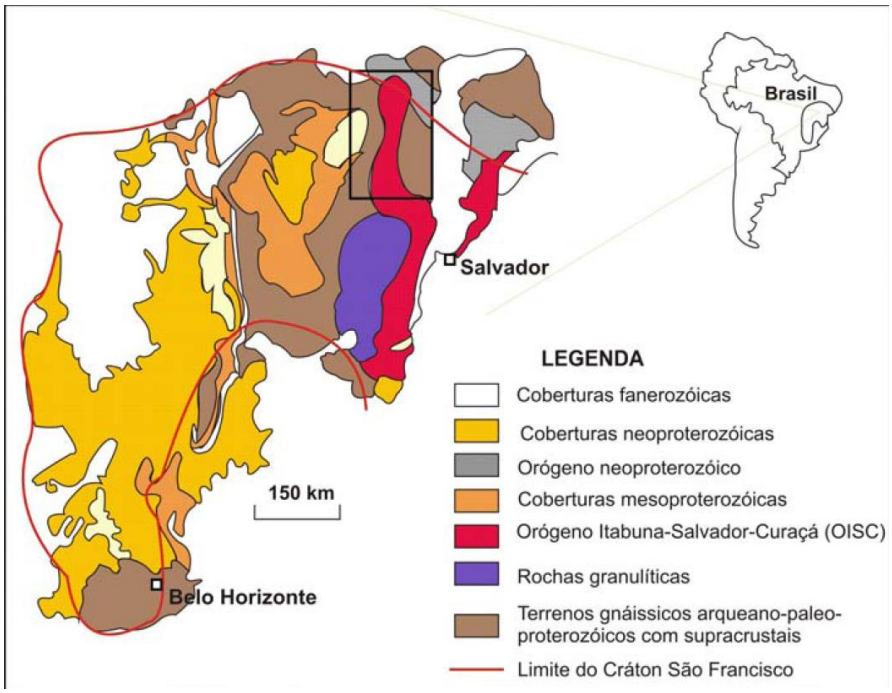


Figura II.1: Limites do Cráton do São Francisco (CSF). O retângulo corresponde ao trecho norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC). Extraído de Teixeira *et al.* (2010).

De mesma forma, o OISC corresponde à porção de rochas com idades em torno de 2,0 Ga, situado a leste dos blocos Gavião e Jequié e a oeste do Bloco Serrinha. A sul, corresponde ao Cinturão Costeiro Atlântico ou Cinturão Itabuna, que constitui um prolongamento setentrional do Cinturão Mineiro, e a norte ao Cinturão Salvador-Curaçá, que possui uma ramificação a leste, na porção em que é embasamento do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (KOSIN *et al.*, 2003; ALKMIM *et al.*, 2004; BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996).

Litoestratigraficamente é constituído de três unidades mapeáveis, denominadas: (i) Complexo Caraíba, composto por unidades ígneas de uma suíte bimodal metamorfisadas em fácies granulito com TTG's e por vezes granitos como representantes félsicos, e lentes gabro-dioríticas como representantes máficos, com intrusivas máfico-ultramáficas (entre elas as do Vale do Curaçá); (ii) Complexo Tanque-Novo Ipirá, representante de uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada em fácies anfibolito alto a granulito, subdividida em seis unidades informais, que incluem gnaisses aluminosos, kinzigíticos com ou sem granada, grafitosos, além de calciossilicáticas e quartzitos, entre outros litotipos; (iii) Suíte São José do Jacuípe, uma unidade máfica-ultramáfica, representada por gabros-noritos magnesianos comparáveis a rochas de greenstone belts, datações indicam idades para estes litotipos anteriores a 2,7 Ga (Figura II.2; KOSIN e*t al.*, 2003).

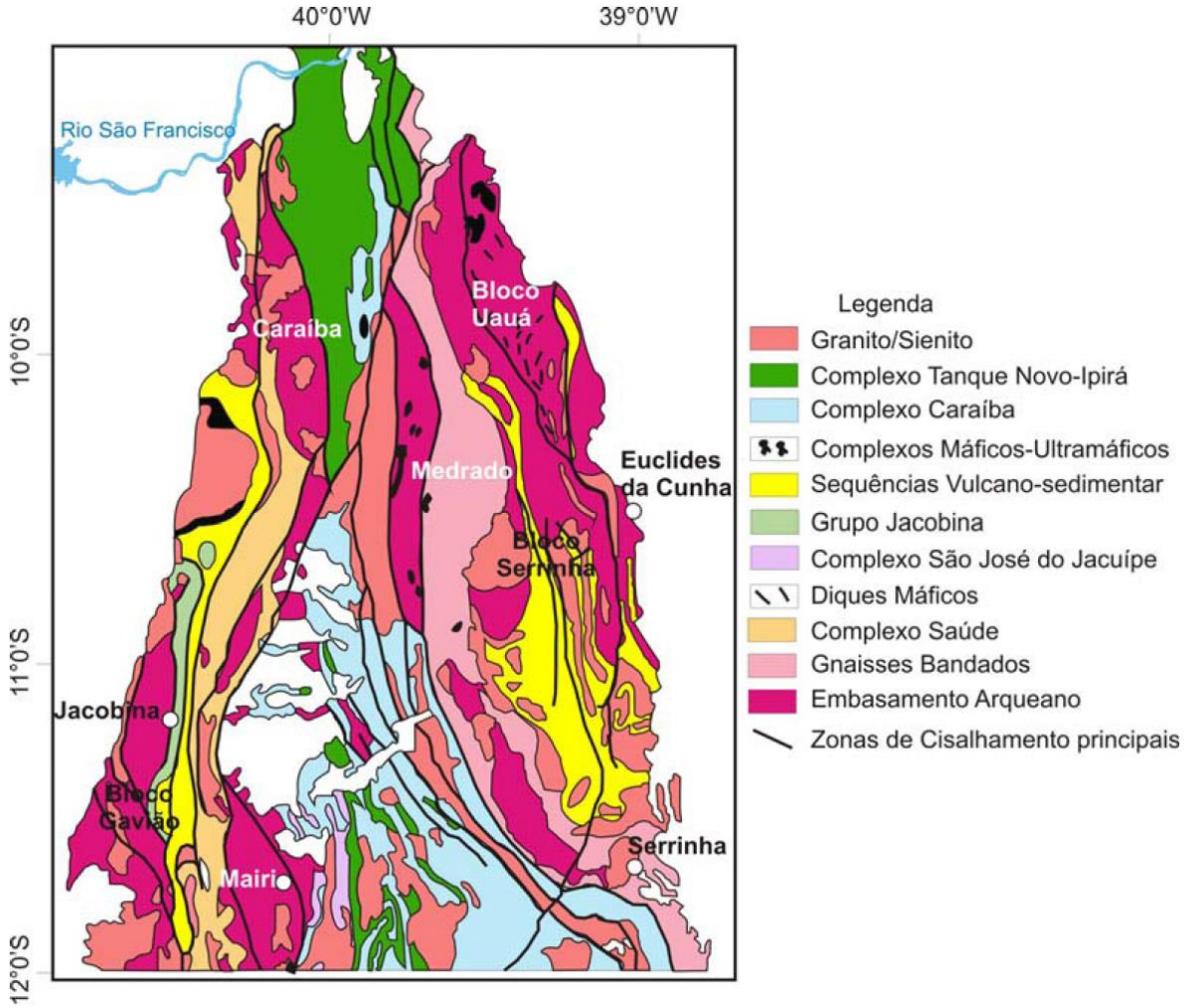


Figura II.2: Mapa geológico do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), modificado de Kosin *et al*., 2003. Extraído de Teixeira *et al*., 2010.

Existem ainda corpos de granitóides intrusivos de composições diversas, incluindo granitos, monzonitos e sienitos de idade paleoproterozóica, exibindo grau de metamorfismo e deformação variáveis, e associados a diferentes estágios da orogênese. São corpos sin a pós-tectônicos, onde se incluem o granitóide Riacho da Onça, representados por augen gnaisses que possuem enclaves de rochas ultramáficas e de rochas do Complexo Caraíba, e o Sienito de Itiúba, a maior intrusão deste tipo do estado da Bahia, colocada em um regime de transcorrência do tipo *pull-apart* (KOSIN *et al.* 2003; CONCEIÇÃO & OTERO, 1996; CORREIA-GOMES *et al.*, 1996).

II.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Principal unidade litoestratigráfica do OISC, o **Complexo Caraíba** é composto por uma suíte bimodal da fácies granulito, na qual o termo félsico é constituído por ortognaisse enderbítico, charno-enderbítico e raramente charnockítico, de cor cinzenta a esverdeados e o termo básico composto por lentes gabro-dioríticas (KOSIN *et al.*, 2003). Foram originados a partir de dois tipos de protólitos: cálcio-alcalino juvenil de baixo K e cálcio-alcalino tanto normal, quanto de alto K, considerados produtos de reciclagem de uma crosta ígnea com maior ou menor participação de material sedimentar (TEIXEIRA, 1997). Estão metamorfisados em fácies granulito, com retrometamorfismo para fácies anfibolito, localmente chegando à facies xisto verde (KOSIN *et al*., 2003).

O **Complexo Tanque Novo-Ipirá** é constituído por uma sequência vulcano-sedimentar metamorfizada na fácies anfibolito a granulito, sub-dividida em seis unidades informais (KOSIN *et al*., 1999 apud KOSIN *et al.*,, 2003): (i) biotita gnaisse aluminoso, kinzigítico ou rico em granada, quase sempre migmatizado, ao qual associam-se gnaisse bandado, rocha cálcico-silicática, quartzito, formação ferrífera bandada, rocha grafitosa e rochas metamáfica e metaultramáfica; (ii) rocha cálcicosilicática e quartzito, além de meta-calcário, anfibolito e formação ferrífera bandada; (iii) hornblenda-biotita gnaisse, mais ou menos migmatizado, com bandas quartzo-feldspáticas, em parte granatíferas, intercalado com abundantes níveis anfibolíticos de espessura desde centimétrica até decamétrica; (iv) gnaisse grafitoso associado a rocha cálcico-silicática, com abundantes intercalações de quartzito ferruginoso, anfibolito, biotita gnaisse parcialmente migmatizado, gnaisse kinzigítico, gnaisse quartzo-feldspático, com ou sem granada, e quartzito; (v) gnaisse bandado, marcado pela alternância de bandas granítico-granodioríticas e gabróico-dioríticas, com intercalações de

gnaisse tonalítico, anfibolito e rocha cálcico-silicática subordinada, e (vi) gnaisse quartzo-feldspático, com ou sem granada e rara biotita, frequentemente associado a níveis de quartzito recristalizado.

A **Suíte São José do Jacuípe** é uma associação máfico-ultramáfica composta por biotita ou hornblenda norito, gabronorito com níveis cumuláticos, com leucogabro subordinado, enquanto que, a oeste, são mais frequentes ferrogabro e ultramáficas peridotíticas e piroxeníticas (KOSIN *et al.*, 2003). O gabro-norito possui características comparáveis às das rochas toleíticas dos greenstone belts arqueanos, representantes do fundo oceânico e/ou diques e *sills* associados, gerados durante a evolução de um rifte na zona de transição continente/oceano (TEIXEIRA, 1997).

Intrudidos nos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá ocorrem vários corpos máfico-ultramáficos, de dimensões variadas, que por vezes, contêm mineralizações econômicas sulfetadas de cobre, principalmente sob a forma de bornita e calcopirita. O conjunto desses corpos mineralizados à cobre, constitui a **Província Cuprífera do Vale do Rio Curaçá**, a qual abrange uma área de cerca de 1700 km^2, englobando parcialmente os municípios de Juazeiro, Jaguararí e Curaçá (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

Os corpos máfico-ultramáficos são compostos de cumulados ultramáficos (abundante piroxenito e raro peridotito) e cumulados máficos (melanorito, norito, gabro-norito), além de leuconorito e raro anortosito. Essas rochas foram objeto de uma série de estudos realizados por diferentes autores, que lhes atribuíram diversas hipóteses petrogenéticas (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

Os estudos realizados por LINDENMAYER (1982) nos corpos máfico-ultramáficos, conduziram à classificação das rochas de composição hiperstenítica-norítica (às quais estão associadas as principais mineralizações de cobre da área), associações de corpos noríticos e gabróicos com anortositos subordinados (pobres em sulfetos de Cu) e lentes de gabro e gabro-noritos estéreis. A presença de intrusões mineralizadas sempre em contato direto com sedimentos carbonáticos, aliada à existência de sulfetos associados a grafita bem como a existência, na jazida de Caraíba, de sedimentos carbonáticos portadores de níveis de anidrita (prováveis níveis de evaporitos arqueanos de acordo com LEAKE *et al*. 1979), em íntima associação com o minério, são fortes indícios de que a assimilação de enxofre das encaixantes tenha tido papel importante na formação desses depósitos (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

O **Sienito de Itiúba** é uma intrusão alongada, orientada N-S, com 150 km de extensão, aflorando na parte centro-norte do cinturão Salvador-Curaçá. O corpo sienítico é balizado por zonas de cisalhamento, com bordas foliadas, que evoluem para rochas isotrópicas no centro. É constituído por álcali-feldspato sienito e sienito, leucocráticos, cinza-claro a rosados, médios a grossos. Contém estruturas magmáticas tais como acumulações de clinopiroxênio e apatita, sob a forma de enclaves ou leitos máficos, centimétricos em espessura, isomodais ou gradacionais, com terminações afuniladas e interdigitações, indicando estruturas de sedimentação magmática, decorrentes de retrabalhamento de cumulados precoces. Essas estruturas revelam que os processos de acumulação foram importantes durante a colocação do batólito (CONCEIÇÃO & OTERO, 1996).

II.2 SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA

Como jazimento explotado há mais tempo, a cava da Caraíba ~~já~~ foi alvo de estudos geocronológicos por parte de alguns autores, que utilizaram diferentes métodos (inclusive o SHRIMP) para datar diversos litotipos presentes na área. Na Tabela II.1, estão sintetizados os principais resultados de análises geocronológicas realizadas em amostras do Complexo Caraíba e rochas associadas, incluindo a região do Vale do Curaçá.

Destacam-se como estudos desenvolvidos na área da Mina da Caraíba, ~~os~~ aqueles de~~:~~ D'EL-REY SILVA *et al*. (1996), que adotaram o método U-Pb TIMS; SILVA *et al.* (1997) e SILVA *et al*. (2002), utilizando o método U-Pb SHRIMP; OLIVEIRA *et al.* (2004), com o método Sm-Nd; TEIXEIRA *et al.* (2010), que realizaram análises Ar-Ar. Os resultados expostos por estes autores forneceram subsídios importantes para a compreensão da gênese das rochas da região.

As idades obtidas por D'EL-REY SILVA *et al.* (1996), que dataram zircões obtidos de dioritos (em torno de 2235 Ma) e tonalitos (com idades de 2248 ± 36 Ma e 2051 ± 16 Ma), foram interpretadas como registro dos eventos magmáticos (aproximadamente 2,24 Ga) e metamórficos (em torno de 2,05 Ga) aos quais os litotipos foram submetidos. Os resultados das análises Sm-Nd em ortognaisse tonalítico, realizadas por Oliveira *et al.* (2004) indicam que a extração do magma e o magmatismo teriam se processado entre 2,86 e 2,58 Ga.

A publicação mais recente, de autoria de TEIXEIRA *et al.* (2010), apresenta datações de flogopitas extraídas de flogopititos da área da mina, além de outras obtidas em Surubim, Vermelhos e o alvo R-22 (a norte da mina ~~da~~ Caraíba). As idades revelaram a

existência de dois processos metamórfico-metassomáticos responsáveis pelo aporte de K e renovação do sistema isotópico Ar-Ar, um em torno de 2,011 Ga e outro em torno de 1,95 Ga.

SILVA *et al.* (1997) foram responsáveis pelo estudo utilizando o método U-Pb SHRIMP na mina da Caraíba, mesmo método aplicado para obter os resultados do presente estudo. Foram datados ortognaisses enderbíticos (2695 ± 12 Ma) e charnockíticos (2634 ± 19 Ma), cujas idades foram interpretadas como registro magmático, além de noritos, que apresentaram idades interpretadas como o evento de magmatismo (2580 ± 10 Ma) e o pico do metamorfismo granulítico (2103 ± 23 Ma).

Síntese Geocronológica do Vale do Curaçá e porção norte do OISC						
Unidade	Litotipo datado	Toponímia	Método	Idades Obtidas	Interpretação	Autor (es)
Complexo Caraíba	ortognaisse TTG	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2695 ± 12 Ma	Magmatismo	Silva *et al*., 1997
Complexo Caraíba	ortognaisse charnockítico	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2634 ± 19 Ma	Magmatismo	Silva *et al*., 1997
Complexo Caraíba	ortognaisse granulítico	São José de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2089 ± 11 Ma	Metamorfismo	Silva *et al*., 1997
Corpos ultramáficos	norito	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2580 ± 10 Ma	Magmatismo	Oliveira *et al*., 2004
Corpos ultramáficos	norito	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2103 ± 23 Ma	Metamorfismo	Oliveira *et al*., 2004
Riacho da Onça	granitóide		U-Pb SHRIMP	2126 ± 0,019 Ma	Magmatismo	Silva *et al*., 1997
Sienito de Itiúba	sienito	Itiúba	U-Pb SHRIMP	2084 ± 9 Ma	Magmatismo	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2785 ± 11 Ma	Xenocristal ou Magmatismo?	Silva *et al*., 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2215 ± 11 Ma	Magmatismo?	Silva *et al*., 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2150 ± 18 Ma	Metamorfismo	Silva *et al*., 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2028 ± 13 Ma	Migmatização?	Silva *et al*., 2002
Complexo Jacurici	pegmatito	Vale do Jacurici	U-Pb SHRIMP	2084 ± 6 Ma	Cristalização	Marques *et al.* , 2010
Complexo Caraíba	charnockito	Itatim	U-Pb LA ICP-MS	2664 ± 27 Ma	Magmatismo	Corrêa-Gomes *et al*., 2012
Complexo Caraíba	charnockito	Itatim	U-Pb LA ICP-MS	2029 ± 21 Ma	Colapso orogênico	Corrêa-Gomes et al., 2012
Complexo Caraíba	anfibolito	Aeroporto de Pilar	U-Pb TIMS	2,08-2.05 Ga	Metamorfismo	D'el-Rey Silva *et al*., 2007
Complexo Caraíba	diorito	Mina da Caraíba	U-Pb TIMS	2235 Ma	Magmatismo	D'el-Rey Silva *et al*., 1996
Complexo Caraíba	tonalito	Mina da Caraíba	U-Pb TIMS	2248 ± 36 Ma	Magmatismo	D'el-Rey Silva *et al*., 1996
Complexo Caraíba	tonalito	Mina da Caraíba	U-Pb TIMS	2051 ± 16 Ma	Metamorfismo	D'el-Rey Silva *et al*., 1996
Complexo Caraíba	granulitos aluminosos		Th-U-Pb microssonda	2,07-2,08 (±0,02 Ga)	Metamorfismo	Vlach & Del Lama, 2002
Complexo Caraíba	ortognaisse charnockitico	~7,5 km a SE de Tanquinho	Pb-Pb Evaporação	2096 ± 3 Ma	Metamorfismo	Barbosa *et al*., 2008
Complexo Caraíba	norito	Mina da Caraíba	Sm-Nd (T_{DM})	2,82/2,85/2,86 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	granito g3 pinhões	Pinhões	Sm-Nd (T_{DM})	2,90 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	metapelito waldemar		Sm-Nd (T_{DM})	2,72 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	migmatito da caraíba	Mina da Caraíba	Sm-Nd (T_{DM})	2,65 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	granodiorito g2		Sm-Nd (T_{DM})	2,44 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Sienito de Itiúba	sienito	Serra de Itiúba	Sm-Nd (T_{DM})	2,85 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Sienito de Itiúba	sienito	Serra de Itiúba	Sm-Nd (T_{DM})	2,70 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Granitos pós-tectônicos	granitóide		Rb-Sr - rocha total	1915 Ma	Magmatismo	Otero & Conceição, 1996
Granitos pós-tectônicos	granitóide		Rb-Sr - rocha total	1897 Ma	Magmatismo	Otero & Conceição, 1996
Corpos ultramáficos	rochas máfico-ultramáficas	Vale do Jacurici	Re-Os pirrotita	2084 ± 0,9 Ma	Metassomatismo	Marques & Carlson, 2008
Corpos ultramáficos	rochas máfico-ultramáficas	Caraíba	Ar-Ar - flogopitas	2011 ± 16 Ma	Metassomatismo Precoce	Teixeira *et al*., 2010
Corpos ultramáficos	rochas máfico-ultramáficas	Caraíba	Ar-Ar - flogopitas	1952 ± 15 Ma	Metassomatismo tardio	Teixeira *et al*., 2010

Tabela II.1: Síntese geocronológica do Vale do Curaçá e porção norte do OISC. As idades de Vlach & Del Lama (2002) foram extraídas de Teixeira *et al*., 2010.

II.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Segundo ALVES DA SILVA *et al.* (1993) a deformação mais antiga (estágio D_1), de natureza compressiva, estaria associada a empurrões e dobras com vergência para sudeste. Para Sabaté (1996) e Leite (2002) essa deformação D_1 é caracterizada pela geração de um bandamento composicional e por dobras reliquiais, isoclinais a deitadas (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

De acordo com Leite (2002), o estágio D_2 foi resultado da tectônica de transpressão estabelecida pela colisão oblíqua, e responsável por retrabalhar as deformações geradas no estágio D_1. Seu padrão geométrico foi repartido em domínios de dobramentos e de cisalhamento, com foliação orientada NNW. Os dobramentos possuem planos axiais sub-verticalizados e dobras do tipo *en echelon*, enquanto os domínios de cisalhamento são constituídos por uma foliação milonítica verticalizada, cujas feições cinemáticas apontam para cisalhamento variando de simples a puro, além de lineações de estiramento mineral, com *rakes* variando de suborizontais a *dip-slip* (LEITE, 2002).

Estudos de caráter regional, realizados por BARBOSA & SABATÉ (2002, 2004) indicaram que as condições prevalecentes de metamorfismo foram de alto grau, com pressões que atingiram 7 kb e temperaturas em torno de 850°C. Adicionalmente, estudos petrológicos realizados por LEITE (2002), em granulitos subsaturados em sílica e ricos em safirina, na região da Serra de Jacobina os quais ocorrem sob a forma de enclaves em rochas charnockíticas do CSC, demonstraram que o pico do metamorfismo atingiu condições de temperatura ultra-alta (UHT – *Ultra High Temperature*), entre 900 e 950°C e pressões no intervalo de 6 a 8 kb.

Nestas condições, segundo o autor, ocorreram processos de fusão parcial (anatexia crustal), com geração de magmatismo peraluminoso, além de minerais característicos como safirina e fibrolita.

Segundo o mesmo autor, a trajetória regressiva do metamorfismo estabeleceu-se a partir do soerguimento orogênico, em conjugação com a colocação de granitos peraluminosos ao longo das zonas de cisalhamento, gerando novas paragêneses metamórficas sob condições de pressão da ordem de 3 kb e temperaturas em torno de 500°C (LEITE, 2002).

Em resumo: o conjunto embasamento, sequência supracrustal e intrusivas máfico-ultramáficas, foi submetido a metamorfismo da fácies granulito e, posteriormente,

retrabalhado durante a evolução do orógeno, resultando em retrometamorifsmo à fácies anfibolito, migmatização parcial e intrusão de rochas graníticas (TEIXEIRA *et al*., 2010).

Concomitante à ascenção lenta e progressiva do pacote, as reações diaftoréticas continuaram a se processar, associadas principalmente a zonas de cisalhamento e/ou alívio de tensão, imprimindo às rochas, localmente, paragêneses da fácies xisto verde (LINDENMAYER, 1982). Estudos de química mineral em anfibólios das rochas máfico-ultramáficas da Mina Caraíba e do Alvo Vermelhos, corroboram o quadro evolutivo acima descrito (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

CAPÍTULO III - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Cobre é um dos metais que há muito tempo é manipulado e utilizado pela espécie humana. É difícil afirmar com precisão quando se deu a descoberta deste elemento, provavelmente há mais de uma dezena de milhares de anos.

A evidência mais antiga do manuseio do metal em questão é um colar de contas de cobre metálico, de cerca de 8.700 a.C, encontrado na região do norte do Iraque, que posteriormente foi dominada pelos persas (STANCZAK, 2005). Os mais antigos sítios de fundição de malaquita e azurita para obtenção de cobre metálico são datados em torno de 4.500 a.C, nas regiões dos Bálcãs, Israel, Egito e Jordânia (STANCZAK, 2005; COWEN, 1999).

Por volta de 4.000 a.C os egípcios descobriram que a adição do estanho ao cobre aumentava sua resistência, dando origem ao bronze, que só veio a ser utilizado no Oriente Médio por volta de 3.300 a.C, dando início à chamada 'Idade do Bronze', que se estendeu até cerca de 1.050 a.C. (COWEN, 1999). Vale ressaltar que a 'Idade do Cobre' iniciou-se após o período Neolítico e precedeu a Idade do Bronze, tendo sido marcada pela confecção dos primeiros utensílios utilizando o metal como matéria-prima (COWEN, 1999; STANCZAK, 2005).

Boa parte da produção de cobre (e bronze) que abastecia a Grécia antiga e, posteriormente, o império Romano, vinha da ilha de Chipre que deu nome ao metal, primeiramente referido como *cyprium* ou *cuprus* (COWEN, 1999). Embora seja conhecido e utilizado desde a antiguidade, mais de 90% de todo o cobre da consumido pela humanidade foi produzido a partir de 1900 (GORDON *et al*., 2006).

Embora não esteja associado a preços muito altos, se comparado com outros elementos, o cobre continua sendo um elemento de grande importância econômica, e seu uso é extensivo em diversos setores. É usado principalmente como condutor elétrico, na construção civil e no setor de transporte. Nos últimos anos, a forte demanda pelo metal vem resultando em um aumento progressivo no seu valor econômico.

III.1 ASPECTOS GEOQUÍMICOS, PETROLÓGICOS E MINERALÓGICOS DO COBRE

O cobre é um elemento químico que pertence ao grupo dos metais de transição, com número atômico 29. Possui apenas duas variedades de isótopos naturais, 63 e 65, e número de massa 63,5463. Ocorre sob os estados de oxidação 0, +1 e +2, sendo +2 o mais comum, com raios de 1,02, 0,96 e 0,74, em ångström (Å=10^{-10}m; KRAUSKOPF, 1972).

É um elemento altamente calcófilo, ou seja, possui alta afinidade com o enxofre, com o qual se combina preferencialmente. Isto é evidenciado pelo coeficiente de partição do Cu para um líquido sulfetado e um líquido silicático, esta razão, que expressa a concentração em porcentagem do elemento em duas fases, demonstra concentrações de cobre até 300 vezes maiores no líquido sulfetado do que no magma silicático (ROBB, 2005).

Dificilmente substituindo elementos maiores em minerais formadores de rocha, o cobre pode ocorre sob concentrações típicas de elementos traço substituindo o Fe^{2+} (raio 0,74 Å) em óxidos de ferro como a magnetita, raramente substituindo o cátion ferroso em olivinas ou piroxênios, ocorrendo como ultra-traço (MASON, 1971; LINHARES, 1977). Em rochas sedimentares observa-se a ocorrência de cobre em folhelhos e arenitos *red-beds*, como elemento traço, e raramente em carbonatos, nestes casos pode ocorrer como óxidos de ferro ou adsorvido em argilas~~,~~ ou matéria orgânica (KRAUSKOPF, 1972; LINHARES, 1977).

O cobre é um elemento de alto potencial iônico ~~alto~~, que é uma razão entre carga e raio iônico~~s~~. Os elementos que possuem valores extremos de potencial inônico apresentam alta mobilidade geoquímica~~,~~ e o Cu^{2+}, assim como o Fe^{2+}, são elementos que apresentam alta mobilidade geoquímica (ROBB, 2005). Isto significa que a sua existência e concentração estão altamente susceptíveis a alterações causadas por processos de mobilidade secundária como hidrotermalismo e metassomatismo. No ambiente hipogênico, são transportados sob a forma de complexos cloretados, do tipo $CuCl_2^-$.

As fases mineralógicas mais comuns associadas a mineralizações de cobre são sulfetos, visto que é um elemento calcófilo, normalmente associado ao ferro, destacando-se a calcopirita ($CuFeS_2$) e a bornita (Cu_5FeS_4) como minerais mais freq~~ü~~uentes. Ocorrem ainda a cove~~l~~lita (CuS) e calcocita (Cu_2S) como sulfetos de cobre (DANA, 1983).

Como os sulfetos são minerais de baixa estabilidade no ambiente exógeno, os minerais ricos em cobre encontrados no ambiente superficial serão sulfatos, carbonatos e óxidos. A tendência é que os sulfetos, estáveis no ambiente endógeno, se oxidem

progressivamente, sob exposição intempérica para formar: (i) sulfatos como a brochantita; (ii) carbonatos como a malaquita e a azurita, (iii) óxidos como a cuprita e a tenorita; (iv) silicatos, como a crisocola, uma serpentina. Todos estes minerais de cobre também podem se formar sob condições predominantemente metamórficas/metassomáticas. O cobre é um dos poucos elementos que pode ocorrer no estado nativo, observado como produto de redução dos carbonatos e óxidos de cobre, por ação bacteriológica (MASON, 1971; KRAUSKOPF, 1972).

Não é comum observar concentrações dos minerais de minério de cobre~~,~~ suficientemente elevadas para formar litotipos monominerálicos, como, por exemplo, cromititos ou magnetititos. A ocorrência de minerais de cobre pode estar associadas a diversos litotipos formados em ambientes geológicos completamente distintos como peridotitos, arenitos, folhelhos, basaltos, granodioritos e komatiitos, dentre outros. Ocorrem como disseminações irregulares, estratiformes ou estrato-controladas, entre os minerais ou intramineral, como veios, vênulas, *stockworks*, *stringers* ou bolsões maciços milimétricos a decamétricos (LAZNICKA, 2006; ROBB, 2005; BIONDI, 2003).

III.2 CARACTERÍSITICAS METALOGENÉTICAS

Devido a sua alta mobilidade geoquímica, o cobre pode migrar e precipitar sob ~~a~~ forma de minerais de minério em situações geológicas muito variáveis. Como resultado, existe a propensão de formar depósitos minerais econômicos de cobre em variados ambientes geológicos, geoquímicos e metalogenéticos.

Processos ortomagmáticos, hidrotermais ou sedimentares figuram entre os mais comuns na formação de depósitos de cobre. A seguir são sumarizados os principais modelos metalogenéticos conhecidos para a formação destes depósitos e algumas de suas características (Tabela III.1).

Os depósitos porfiríticos estão relacionados a margens convergentes do tipo Andino, e são as fontes mais importantes de Cu e Mo. Na região dos arcos magmáticos do pacífico encontram-se vários depósitos de classe mundial dos dois metais, com predominância de um deles em cada depósito, a depender de pequenas variações nas condições geológicas (ROBB, 2005).

Estes depósitos estão associados a rochas subvulcânicas geradas de magma granítico tipo I, cálcio-alcalino, alteradas hidrotermalmente para sericita, clorita, quartzo, k-

feldspato, biotita, pirita, com calcopirita, molibdenita, magnetita e bornita como minerais de minério. A formação destas mineralizações está associada à segregação de fluidos tardios na evolução do vulcanismo. Estes fluidos são ricos em íons do tipo cloreto, que são capazes de carrear efetivamente o Cu, que se precipita em fraturas e cavidades das rochas subvulcânicas (ROBB, 2005).

.

PROCESSOS	MODELOS	DEPÓSITOS REPRESENTATIVOS	AMBIENTE GEOTECTÔNICO	ROCHAS HOSPEDEIRAS	FORMA DA MINERALIZAÇÃO
ORTOMAGMÁTICOS	Ni-Cu em Ultramáficas-máficas	Sudbury (Canadá), Jinchuan (China), Mirabela (Brasil)	Intrusão anorogênicas	peridotitos, piroxenitos, gabros, noritos, anortositos	disseminações
	Ni-Cu, EGP em Komatiitos	Kambalda (Austrália), Morro do Ferro (Brasil)	Greenstone Belts	komatiitos	bolsões maciços, disseminações
	Ni-Cu associado a intrusões em platôs basálticos	Noril'sk-Talnahk (Rússia)	LIP	diabásios, basaltos	bolsões maciços subhorizontais, disseminações
HIDROTERMAIS	Cu (-Mo) porfirítico	La Escondida, Chuquicamata (Chile), Bingham (EUA) Chapada (GO-Brasil)	Arcos magmáticos	granodioritos pórfiro, dioritos	stockworks, stringers
	Cu tipo manto	El Soldado (Chile), Punta del Cobre (Chile)	Arcos magmáticos	andesitos, basaltos	stratabound, disseminações
	VHMS	Kidd Creek (Canadá), Kuroko (Japão),	Dorsais, Arcos de Ilha, Greenstone Belts e Hotspots	basaltos, andesitos, riolitos	lentes maciças, disseminações
	Sin orogênico em Greenstone Belts	Singhbhum Copper Belt (Índia)	Greenstone Belts	komatiitos, basaltos, metapelitos	Filões
	IOCG	Olympic Dam (Austrália), Salobo (PA-Brasil), Candelaria (Chile)	Intrusões anorogênicas ou pós-orogênicas	diversas	disseminações em brechas, veios
SEDIMENTARES	SSC em metassedimentos proterozóicos	African Copperbelt (Zambia e Congo)	Orógeno Intracratônico	(meta)-arenitos, -arcóseos,-grauvacas, -dolomitos	disseminações estratiformes e estratoligado
	SSC em folhelhos sobre redbeds	Kupferschiefer (Polônia), White Pine (Canadá)	Bacias de Rifte, Margem Passiva	folhelhos	disseminações estratiformes e estratoligado

Tabela III.1: Características gerais dos principais depósitos de cobre. Baseado nos dados de Biondi (2003), Robb (2005), Laznicka (2006) e Laznicka (2010).

O cinturão cuprífero de Singhbhum, localizado no cráton arqueano homônimo, na Índia, é um exemplo singular de depósitos de cobre em *greenstone belts*. As mineralizações estão associadas a metabasaltos e, por vezes, a xistos metapelíticos, deformados, em um

sistema de cavalgamentos, que afeta a sequência paleoproterozóica de 2,4-2,3 Ga (LAZNICKA, 2010). Os corpos de minério, que ocorrem como substituição e preenchimento~~s~~ ao longo da zona de cisalhamento, são compostos por pirita, pirrotita, calcopirita e em menores teores, arsenopirita, molibdenita, calcopirrotita, pentlandita, bornita, millerita, violarita e marcassita (RAO, 1964).

De modo geral, pode-se notar algumas similaridades entre os modelos que estão associados ao mesmo grupo de processos, que apresentam em comum a atuação de alguns mecanismos para a formação de concentrações minerais. Por exemplo, os depósitos associados ao sistema ortomagmático (komatiitos, ultramáficas, platôs vulcânicos), normalmente compartilham a formação e segregação de uma fase de sulfetos de cobre imiscível, motivada por uma infinidade de razões como assimilação magmática de encaixantes ou de solos, ou evolução magmática normal. A fonte do Cu normalmente é o próprio magma e a de S é externa (BIONDI, 2003).

Os depósitos do tipo VHMS (*volcanic-hosted massive sulfides*) estão associados a exalações submarinas nas proximidades de centros vulcânicos. Nestas regiões ocorre, através das fraturas das crateras, aquecimento da água do mar (e muitas vezes mistura com o magma), que ascende carreando metais e fornecendo enxofre para formar sulfetos (de Cu, Fe, Pb e Zn, assim como sulfato de Ba (barita). Estes produtos são depositados no leito oceânico, próximos às chaminés vulcânicas, formando concentrações maciças (BIONDI, 2003; ROBB, 2005). Ocorrem ainda sulfetos de cobre e ferro em vênulas, *stringers* (veios entrelaçados) e stockworks nas chaminés vulcânicas, abaixo das lentes de sulfeto maciço.

Os depósitos de cobre que ocorrem em bacias sedimentares~~,~~ proterozóicas e fanerozóicas, apresentam relação direta com a presença de “red beds” sob a zona mineralizada e podem ser referidos genericamente como *Sediment-hosted Copper Deposits* (SSC). Podem ser singenéticos e epigenéticos e ocorrem sob a forma de disseminações estratiformes, e estrato-controladas. Os “red beds”, arenitos/siltitos vermelhos, ou os evaporitos são considerados, na maioria dos modelos, como fonte do Cu (e Co) e para o S (evaporitos). As rochas hospedeiras das mineralizações em geral são folhelhos ricos em matéria orgânica (“gray beds”) e tidos também como possíveis fontes para o S (BROWN, 2009).

Fora as particularidades inerentes a cada depósito, a dominância de processos ortomagmáticos, hidrotermais ou sedimentares~~,~~ e a interação entre eles rege as características gerais dos depósitos. Esta interação é evidente nos depósitos de cobre em bacias sedimentares, onde as mineralizações estão associadas a fluidos hidrotermais originados nas próprias bacias.

A seguir são sumarizadas as principais características de depósitos-tipo de alguns modelos metalogenéticos, com características contrastantes.

III.3 COBRE EM SEQUÊNCIAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS

O cobre pode estar associado ao níquel, sob a forma de sulfetos, nos magmas mais primitivos, ultramáficos, nos quais ocorre sob a forma de disseminações intersticiais nos contatos, ou dentro, dos minerais magnesianos e ferro-magnesianos (olivinas e piroxênios), a ferro-cálcicos (noritos e gabro-noritos). A calcopirita e a pentlandita são minerais tardios na evolução magmática, por isso tendem a ocorrer ocupando os interstícios, sob a forma de fases intercumulus (BASTIN, 1953). Além da ocorrência como mineralização singenética familiar, são comuns as formas epigenética e estrangeira, onde ocorrem como remobilizações em veios, milimétricos a decamétricos, que podem truncar inclusive as encaixantes do corpo intrusivo (Figura III.1; MAIER & GROVES, 2011).

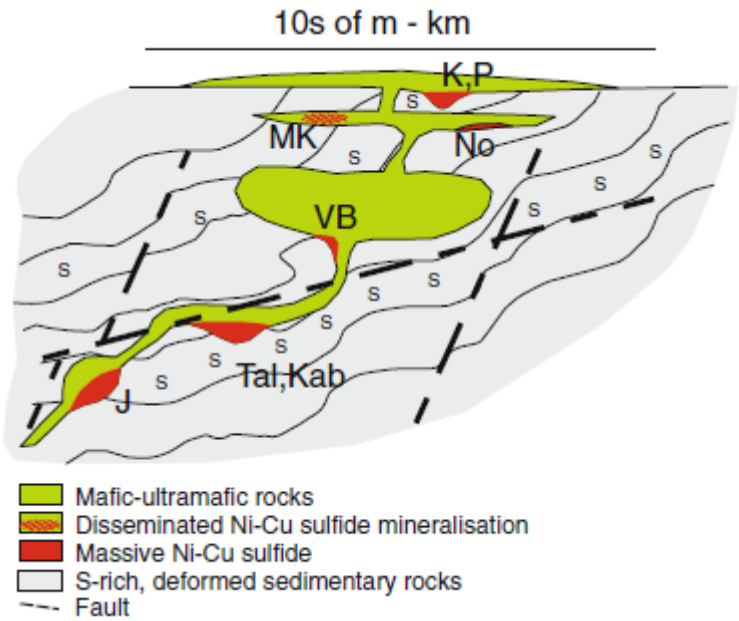


Figura III.1: Diagrama esquemático sumarizando os elementos importantes de depósitos de Ni. K: Kambalda, P: Pechenga; MK: MtKeith; No: Noril'sk, VB: Voisey's Bay; J: Jinchuan, Tal: Talnakh, Kab: Kabanga. Fonte: MAIER & GROVES, 2011.

III.3.1 O Distrito de Sudbury, Canadá

O depósito de Sudbury é um paleoastroblema mesoproterozóico (1,5 Ga), que foi deformado pela orogênese grenvilleana (AMES *et al*., 2008). Apesar da situação tectônica

única, visto que estas intrusões normalmente são iniciadas por tectônica de plumas, não de impacto, o depósito de Sudbury mantém bem preservadas as relações de evolução da câmara magmática e da mineralização de sulfetos associada.

Localizado na junção entre as províncias Superior, Southern e Grenville, o Sudbury Igneous Complex (SIC) intrude o embasamento arqueano (~2,6 Ga) e uma sucessão de metassedimentos e metavulcânicas de cerca de 2,1 Ga. Depositados sobre a cratera de impacto ocorrem brechas pós-impacto e diques quartzo-dioriticos da formação Onapping e sedimentos marinhos rasos do grupo Whiteback (DARE *et al*., 2010; AMES *et al*., 2008).

Duas unidades compõem o SIC: (i) *Sublayer* composta por diques noríticos do *offset*, com pequenas porções quartzo-dioríticas e brechas de impacto; (ii) SIC *Main Mass*, composta por noritos, quartzo gabros e granófiros (AMES *et al*., 2008). As mineralizações são compostas por pentlandita, calcopirita e pirrotita variando entre 1 e 5%, com quantidades menores de esperrillita, michenerita, pirita, galena, esfalerita, magnetita e cubanita (PENTEK *et al*., 2008; DARE *et al*., 2010).

Os horizontes mineralizados ocorrem sob a forma de diques, veios e brechas nas encaixantes, onde podem ser maciços e próximo ao contato com as encaixantes até a Sublayer, onde ocorre disseminado. A maioria dos diques intrudem as rochas do *footwall*, e menos frequentemente intrudem os metassedimentos da formação Onapping (PENTEK *et al*., 2008; AMES *et al*., 2008).

III.3.2 Diversidade dos depósitos de cobre em complexos máfico-ultramáficos

A associação de sulfetos de Ni-Cu-(EGP) com rochas máficas e ultramáficas estende-se do ambiente plutônico ao vulcânico, tendo associação com komatiitos, como é o caso dos depósitos de Kambalda (Austrália) e O'Toole (Minas Gerais), ou com platôs basálticos como os depósitos de Noril'sk-Talnakh (Rússia) e Duluth (E.U.A.). Nestes depósitos ocorrem lentes de sulfetos maciço intercalados com as vulcânicas, assim como disseminações nestas, nos diques alimentadores ou em sedimentos associados às soleiras (ROBB, 2005; LI *et al*., 2009; BRENNER *et al*., 1990; MAIER & GROVES, 2011).

Associadas a plutonismo acumulações deste sulfetos são observadas em anortositos, gabros, noritos, bronzititos nos horizontes Merensky e Platreef, além nos contatos com o embasamento no Distrito de Bushveld (KRUGER, 2005). No Grande Dique do Zimbábue, os sulfetos de Ni-Cu-EGP ocorrem como fases intercumulus em piroxenitos e

websteritos, enquanto no depósito de Jinchuan na China estão associados a núcleos duníticos envolvidos por lherzolitos (LI *et al*., 2008; SONG *et al*., 2011).

III.4 DEPÓSITOS DO TIPO IOCG (IRON OXIDE-COPPER-GOLD)

Atualmente uma variedade de depósitos são enquadrados nesta categoria, os quais comumente são mineralizações epigenéticas, formadas por remobilização hidrotermal associada à granitogênese de origem mantélica (anorogênica ou pós-orogênica), colocada em regiões cratônicas ou extensões de arcos magmáticos, normalmente indicada como fonte dos metais e do calor remobilizador dos fluidos (GROVES *et al*., 2010). Diversos autores salientam a importância da mistura de fluidos, meteóricos ou bacinais, para a formação das mineralizações, que ocorrem como brechas ou veios sulfetados, além da expressiva alteração hidrotermal, característica deste tipo de mineralização (Figura III.2; HITZMAN *et al*., 1992; HAYNES *et al*., 1995; NIIRANEN, 2005; BASTRAKOV *et al*., 2007; GROVES *et al*., 2010).

Barton & Johnson (2004) e Hitzman *et al.* (1992) consideram distintas características dos depósitos IOCG, tais como: (1) extensiva alteração alcalina; (2) grandes volumes de magnetita de baixo Ti e/ou hematita; (3) uma distinta associação de elementos menores (ETR, Co, Ag ± U, P); (4) um proeminente controle estrutural. Propensos a ocorrerem em em vários ambientes podem ter associações distintas como magmas específicos (granitóides de alto K, magmatismo alcalino), salmouras não magmáticas (fluidos evaporíticos ou salmouras bacinais), ambientes tectônicos (extensional ou compreesional), ou época característica de formação (predominam no Mesoproterozóico; BARTON & JOHNSON, 2004).

Os depósitos do tipo IOCG, possuem a associação comum Fe-Cu-Au-U-ETR-Mo-W-Sn, com concentrações variáveis destes metais, que nem sempre são economicamente explotáveis. A classe foi denominada por HITZMAN *et al.* (1992), tendo como depósito tipo o de Olympic Dam na provínicia Sul da Austrália, e engloba diversos depósitos de classe mundial como Igarapé-Bahia, Alemão e Salobo em Carajás, Bayan Obo na China, Kiruna na Suécia, dentre outros.

Os depósitos, que possuem importante controle estrutural, parecem compor diferentes partes de um sistema maior, caracterizado pela sequência típica de alteração (sódica/sódico-cálcica → potássica → hidrolítica), onde a sódica estaria mais profunda, em

escala mais regional, a potássica intermediária, e a hidrolítica (clorita, hematita, barita) mais rasa e restrita, onde estariam os maiores teores de U (HITZMAN *et al.*, 1992; HITZMAN & VALENTA, 2005; NIIRANEN,, 2005; Figura III.2).

As alterações são marcadas pela abundância em óxidos de ferro, predominando magnetita nas fácies precoces e hematita nas tardias, sendo a maior parte das concentrações de depósitos de Cu e Au associadas à alteração potássica (HITZMAN & VALENTA, 2005). De modo geral, a mistura de fluidos parece ser um mecanismo comum para a precipitação dos minerais de minério nos depósitos da classe, que podem associados a fluidos de diversas origens, inclusive não magmáticos (GROVES *et al.*, 2010).

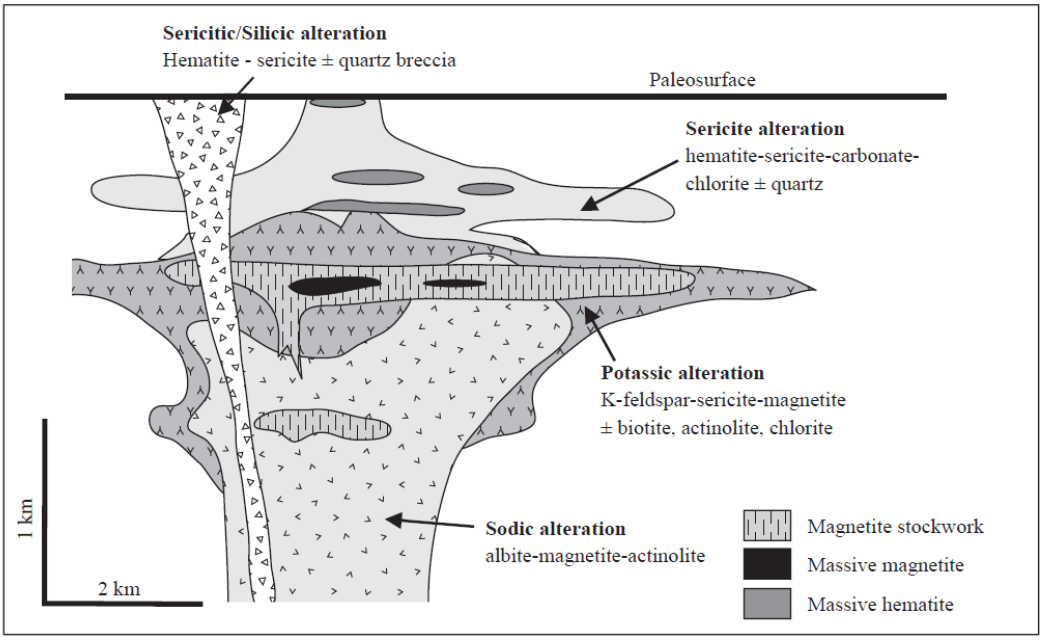


Figura III.2: Seção esquemática de um depósito IOCG, segundo HITZMAN *et al.* (1992). Fonte: NIIRANEN, 2005

III.4.1 O Distrito de Olympic Dam

No contexto de um orógeno mesoproterozóico que compõe o Cráton Gawler, um dos maiores da Austrália, o depósito de Olympic Dam está todo sob uma coluna sedimentar neoproterozóica a cambriana, referida como plataforma Stuart, com espessura variável entre 300 e 500 m. Sozinha a província responde por 38% da produção mundial de U (LAZNICKA, 2010; SKIRROW *et al.*, 2007).

Este é o mais proeminente e primeiro descoberto, de uma província de vários depósitos, divididos em domínios geológicos: Olympic e Mount Woods. A região foi

intesamente afetada por uma granitogênese pós-orogênica a anorogênica (Hiltaba Suite Granite - HGS), *ca.* 1,5 Ga, que intrude nesta porção do cráton. As rochas que compõe o orógeno são metassedimentos e metavulcânicas, predominando metarenitos, metarcósios e dolomitos do grupo Wallaroo, e um vulcanismo bimodal, predominantemente félsico da Gawler Range Vulcanics de 1.5 Ga, associado ao início da HSG (HAND *et al*., 2007; SKIRROW *et al*., 2007).

As mineralizações estão associadas a brechas ricas em calcocita, calcopirita, pirita, uraninita, bornita e covellita, formadas em diversas litologias da sequência como resultado da intrusão dos granitos (DAVIDSON *et al*., 2007; HAYNES *et al*., 1995). A formação das brechas, assim como a colocação dos granitos mineralizantes estão fortemente associadas a estruturas regionais do orógeno (SKIRROW *et al*., 2007; HAND *et al.*, 2007).

São observadas três fases de alteração hidrotermal que por vezes se sobrepõem: (i) k-feldspato, albita, magnetita, sulfetos de Fe-Cu; (ii) magnetita, biotita, sulfetos; (iii) hematita, sericita, clorita, carbonatos, sulfetos minerais de U e ETR (SKIRROW *et al.*, 2007). As temperaturas de alteração variam entre 350 e 200ºC, e são associadas à mistura dos fluidos graníticos com fluidos meteóricos, produzindo uma ampla variação nas temperaturas dos fluidos e no comportamento dos isótopos, expressas nas razões de δD e δO^{18} (BASTRAKOV *et al.*, 2007).

III.4.2 Diversidade dos depósitos de Cobre em IOCG

Desde a definição da classe destes depósitos por HITZMAN *et al*. (1992), diversos outros depósitos com características distintas foram definidos como do mesmo tipo, ampliando a gama dos depósitos IOCG. Na sua definição inicial algum autores enquadram, além de Olympic Dam e Kiruna (que hospeda um depósito de magnetita-apatita), Bayan Obo (na China) e Phalaborwa (África do Sul), por exemplo, depósitos em carbonatito de ETR e óxidos de ferro na China, e de cobre, apatita e vermiculita na África do Sul (CORRIVEAU, 2009).

Na Província Mineral de Carajás (PMC), ocorrem diversos depósitos da classe dos IOCG: Salobo, Sossego, Igarapé-Bahia, Cristalino, Alvo 118 (MONTEIRO *et al*., 2008; DREHER *et al.*, 2008). Os depósitos de Igarapé-Bahia e Alemão são hospedados por brechas em uma sequência metassedimentar, com grandes recursos de Cu e Au, associados a brechas de BIF's, arenitos, e diques quartzo dioríticos, ricas em sulfetos, magnetita, Fe-clorita, e

siderita (GRAINGER *et al*., 2008). Os depósitos de Candelaria e Manto Verde no Chile são interpretados como IOCG mesozóicos, formados por colocação de granitóides em extensões nos Andes, resultando em sulfetos em brechas e substituição em manto em andesitos e carbonatos das encaixantes (GROVES *et al.*, 2010).

BARTON & JOHNSON (2004) dividem os IOCG's em membros: (i) magmáticos, formados em arcos ou ambientes com magmatismo alcalino; (ii) bacinais/superficiais, que ocorrem em regiões com fontes de salmouras apropriadas (clima árido ou materiais antigos ricos em Cl), com sistemas de fluxo termal; (iii) metamórficos, associados a regiões com rochas ricas Cl metamorfisadas em grau baixo a intermediário, em ambiente compressional (colapso de bacia) ou metamorfismo progressivo.

Uma descrição mais detalhada sobre alguns depósitos representativos da classe dos IOCG's encontra-se no Capítulo VII – Análises de Isótopos de Enxofre. Neste capítulo, são brevemente descritos os depósitos utilizados para a comparação dos padrões isotópicos de $\delta^{34}S$: O'okiep (BOER *et al*., 1994; CLIFFORD & BARTON, 2012), Olympic Dam (ELDRIDGE, 1994; HAYNES *et al.*, 1995), Sossego (MONTEIRO *et al*., 2008), Salobo (RÉQUIA & FONTBOTÉ, 2000), Igarapé-Bahia (DREHER *et al.*, 2008), Aitik (FRIETSCH *et al*., 1995), Candelaria (ULRICH & CLARK, 1999; MARSCHIK & FONTBOTÉ, 2001), Ernest Henry (MARK *et al.*, 2000, 2006) Redbank (KNUTSEN *et al.*, 1979) e Werneck (HUNT *et al.*, 2007).

III.5 TRABALHOS ANTERIORES SOBRE OS DEPÓSITOS DO VALE DO CURAÇÁ

Lavrados desde o final da década de 1970, com a abertura da mina de Caraíba, os depósitos do Vale do Curaçá estão inseridos no contexto tectônico do orógeno paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá (Riaciano ao Orosiriano, aprox. 2,0 Ga; TEIXEIRA, 1997). Na região afloram rochas de composição tonalítica a quartzo monzo-diorítica do embasamento (Complexo Caraíba), sobrepostas por uma sequência supracrustal pelítica na base e química no topo (Complexo Tanque Novo-Ipirá; MISI & TEIXEIRA, 2008).

Os depósitos estão associados a corpos intrusivos máfico-ultramáficos (*ca*. 2,6 Ga), representados por gabros, leuco-gabros, noritos, piroxenitos, hiperstenitos, melanoritos, biotititos e flogopititos. Estão recobertos por gnaisses com intercalações anfibolíticas,

paragnaisses, formações ferríferas bandadas, rochas cálcico-silicáticas, mármores e quartzitos (MISI & TEIXEIRA, 2008; TEIXEIRA *et al.*, 2010).

As rochas do vale do Curaçá estão granulitizadas, com retrometamorfismo para a fácies anfibolito e localmente até para a fácies xisto verde, e foram submetidas e três fases de deformação (LINDENMAYER, 1982; D'EL REY SILVA & OLIVEIRA, 1999). Corpos sieníticos e granitóides Orosirianos, de origem mantélica, sin a tardi-tectônicos intrudem as rochas do vale do Curaçá (MISI & TEIXEIRA, 2008).

Concentrações de sulfetos de cobre (calcopirita e bornita) ocorrem sob três formas: (i) em rochas ultramáficas (piroxenitos) e máficas (noritos), sob a forma de disseminações; (ii) em rochas extremamente flogoptizadas como no norte na mina de surubim, onde predomina a calcopirita; (iii) filões e bolsões que truncam diversas rochas, inclusive metassedimentos e o embasamento, encaixantes das intrusões.

Desde o começo da explotação destes corpos, diversos estudos vêm sendo realizados e alguns modelos, não totalmente conclusivos, foram propostos para explicar a gênese dos depósitos do vale do Curaçá.

O modelo proposto por LINDENMAYER (1982) atribui uma origem magmática às mineralizações, formadas por imiscibilidade de líquidos sulfetados em um magma toleítico. Segundo este modelo, litotipos das sequências metavulcano-sedimentares ricos em anidrita, encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos cederam o enxofre para a formação dos sulfetos.

OLIVEIRA & TARNEY (1995) propuseram um segundo modelo onde os corpos teriam sido formados por um processo de intrusões múltiplas, derivadas de um magma hiperstênio-norítico, colocadas durante os estágios finais do primeiro episódio de deformação regional. Estudos realizados por D'EL-REY SILVA (1984, 1985) e D'EL-REY SILVA *et al.* (1988, 1994, 1996) evidenciaram o controle e a complexidade estrutural das mineralizações, indicadas pelos autores como associadas a um sinclinal, onde as maiores concentrações estariam associadas à zona de charneira da estrutura (Figura III.3 e Figura III.4). Com o avanço dos estudos na mina de Caraíba, este modelo foi descartado, visto que os "flancos" do anticlinal são, na realidade, duas zonas de cisalhamento conjugadas que se prolongam em profundidade (segundo os geólogos da mina).

Os depósitos do Vale do Curaçá possuem diversas características em comum com os depósitos de Koperberg, do distrito de O'okiep na África do Sul, razões pelas quais estes dois distritos cupríferos têm sido comparados (TOWNEND *et al.*, 1980 *apud* OLIVEIRA & TARNEY, 1995).

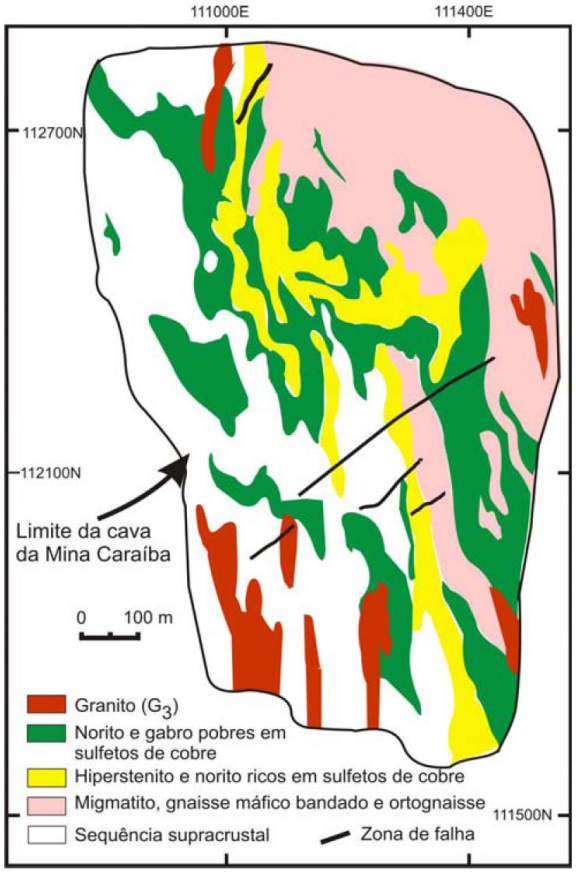


Figura III.3: Mapa geológico simplificado do open-pit da Mina Caraíba, de acordo com D'el-Rey Silva (1984, 1985) *apud* Teixeira *et al.* (2010).

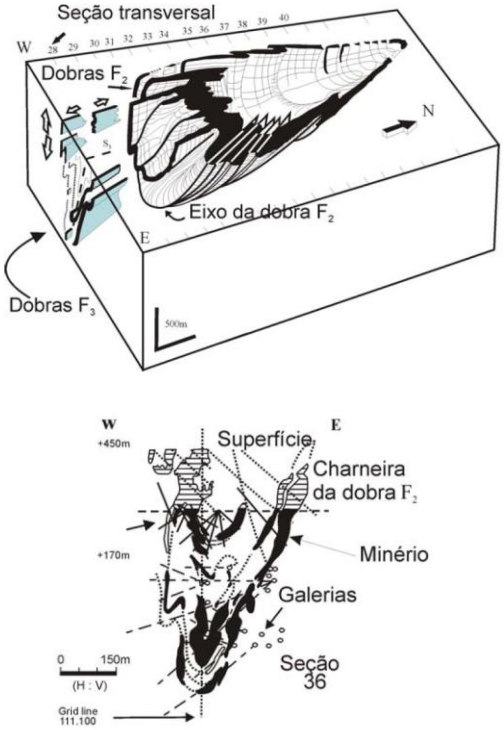


Figura III.4: Representação esquemática do cogumelo da Mina Caraíba (bloco-diagrama e seção transversal) de acordo com D'el-Rey Silva et al. (1988). Notar o padrão de interferência F2×F3 na Seção 36 (modificado de D'el-Rey Silva *et al.* (1996) e D'el-Rey Silva & Oliveira (1999). Fonte: Teixeira *et al.*, 2010.

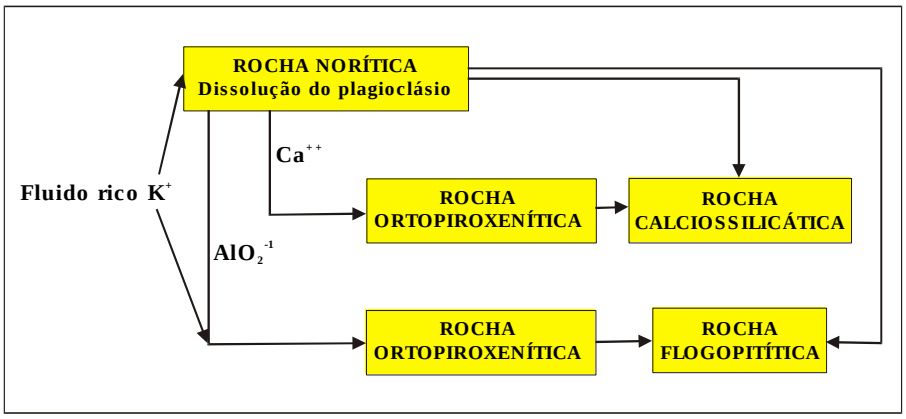


Figura III.5: Fluxograma mostrando as diversas fases de transformações hidrotermais a partir de uma rocha máfica-ultramáfica de composição norítica chegando até produtos finais como as rochas flogopitíticas e calciossilicáticas. Fonte: Rocha, 1999.

Destaca-se o estudo realizado por Rocha (1999) que, primeiramente, evidenciou a importância da ação de fluidos hidrotermais na remobilização e reconcentração das mineralizações de Cu e metais base associados (Au, Ag, Pd, Pt) na Mina Futura (subterrânea da Caraíba). As conclusões do autor, que realizou um detalhado estudo de balanço de massas, apontam dois estágios metassomáticos atuantes na formação dos litotipos da mina: o **estágio 1**, é marcado por reações de flogopitização, skarnitização e anfibolitização nas rochas máficas e ultramáficas, em regime dúctil; o **estágio 2**, associado a reações de silicificação, carbonatação, sericitização, talcificação e cloritização, que preenchem fraturas associadas a sulfetos de Cu em diversos litotipos, formados em regime rúptil-dúctil (Figura III.5). Um fluido rico em K seria responsável por flogopitizar os piroxenitos e liberar Ca dos noritos, que formaram as calciossilicáticas, ao interagir com piroxenitos.

TEIXEIRA *et al.* (2010) enfatizaram a importância da remobilização hidrotermal na gênese dos depósitos, previamente descartada por MAIER & BARNES (1999), propondo um modelo IOCG, similarmente ao proposto por HUTCHINSON (2004) e CHEN (2008) para os depósitos de Okiep. Com base em datações Ar-Ar em flogopita, análises $\delta^{34}S$ e análises inéditas de microssonda em magnetita, os autores mostraram características dos depósitos do Vale do Curaçá, que indicam a existência de uma mineralização primária, ortomagmática e outra hidrotermal, tipo IOCG.

As seguintes características são destacadas neste modelo metalogenético: (i) a existência de minério disseminado em rochas consideradas pouco alteradas, como os hiperstenitos; (ii) a existência de minério sulfetado em bolsões, veios e filões, associado a rochas mais ricas em flogopita; (iii) a presença dos **glimmeritos**, rochas ricas em flogopita com plagioclásio, quartzo e magnetita, com até 10% de apatita, zircão e hercinita subordinados; (iv) a existência de duas populações de magnetita, as que predominam são ricas em Cr, Al, Ti e V, consideradas magmáticas, e outras de composição mais pura, que ocorrem em veios; (v) o importante controle estrutural das mineralizações; (vi) a extensiva alteração que enriquece as rochas em magnetita e K, por vezes formando flogopita ou, em casos extremos, **metassomatitos**, rochas ricas em microclina e quartzo; (vii) os teores de Au relativamente elevados dos depósitos, que chegam a promover este metal a subproduto.

Além de fornecer respostas para diversos questionamentos ainda não respondidos para os depósitos do Vale do Curaçá, o modelo de TEIXEIRA *et al.* (2010) subsidiou o aprimoramento de modelos de exploração, previamente desenvolvidos. As observações destes

processos já eram feitas, de forma empírica, pelos geólogos da mina, e a partir deste modelo hidrotermal ampliaram os recursos dos alvos (Figura III.6).

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	4.771.716	2,28	108.984
Indicado	10.813.099	1,72	185.651
Sub-total	**15.584.815**	**1,89**	**294.635**
Inferido	9.057.641	1,65	149.095
Sub-total	**9.057.641**	**1,65**	**149.095**
TOTAL	**24.642.456**	**1,80**	**443.731**

Minério sulfetado da mina subterrânea da Caraíba

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	2.112.000	0,56	11.926
Sub-total	**2.112.000**	**0,56**	**11.926**
TOTAL	**2.112.000**	**0,56**	**11.926**

Pilha de oxidado da Mina Caraíba

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	6.017.642	0,85	51.391
Indicado	637.259	0,94	5.958
Sub-total	**6.654.901**	**0,86**	**57.349**
Inferido	67.271	0,96	644
Potencial	2.000.000	0,96	19.140
Sub-total	**2.067.271**	**0,96**	**19.784**
TOTAL	**8.722.172**	**0,88**	**77.133**

Minério sulfetado da Mina Surubim

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	789.067	0,64	5.011
Indicado	7.575	0,54	41
Sub-total	**796.642**	**0,63**	**5.052**
TOTAL	**796.642**	**0,63**	**5.052**

Pilha de oxidado do alvo Surubim

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	789.067	0,64	5.011
Indicado	7.575	0,54	41
Sub-total	**796.642**	**0,63**	**5.052**
TOTAL	**796.642**	**0,63**	**5.052**

Minério sulfetado do Alvo Vermelhos

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	164.972	0,60	990
Indicado	567.985	0,59	3.351
Sub-total	**732.956**	**0,59**	**4.341**
TOTAL	**732.956**	**0,59**	**4.341**

Pilha de oxidado do alvo Vermelhos

Figura III.6: Quadro de recursos elaborado pelos geólogos da Mineração Caraíba S.A. Fonte: Teixeira *et al*., 2010.

Apesar dos extensivos estudos realizados até hoje no distrito cuprífero do Vale do Curaçá, algumas feições dos depósitos ainda são passíveis de discussão, destacando-se:
os baixos teores de Ni associados à mineralização primária;

(i) a associação das mineralizações com os corpos de flogopitito sem magnetita, envolventes de núcleos gabróicos inalterados, que muitas vezes apresentam granada, como aparente resultado da ação hidrotermal;

(ii) as distinções entre os flogopititos mineralizados, como em Surubim, e os estéreis, mais frequentes no distrito;

(iii) ocorrência de pentlandita na região de Vermelhos, associada à paragênese hidrotermal;

(iv) os diferentes produtos de alteração metassomática observados no distrito, como exemplo as cálcico-silicáticas da mina de Caraíba associadas ao metassomatismo de rochas ultramáficas, que abrigam as ocorrências de níquel observadas no local;

(v) a associação de outras intrusões ultramáficas que truncam os corpos principais, nem sempre apresentando minério disseminado, e ausência expressiva de corpos ricos em olivina;

(vi) a presença de regiões restritas, a oeste da mina de Caraíba, com granada nos gnaisses do embasamento e nos noritos, não observadas nos corpos ultramáficos

CAPÍTULO IV - TIPOLOGIA DAS MINERALIZAÇÕES CUPRÍFERAS

Na região do Vale do Curaçá afloram rochas integrantes do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), regionalmente agrupadas nos Complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá. O embasamento da região é composto predominantemente por ortognaisses migmatíticos granulitizados basais, e três sequências supracrustais gnaissificadas, com filitos grafitosos e xistos subordinados.

Estas rochas hospedam intrusões máfico-ultramáficas, por vezes mineralizadas a cobre, que ocorrem como lentes de dimensões deca- a hectométricas, alinhadas sob orientação preferencial N-S, paralelas à direção de deformação principal. Também ocorrem estruturas NW-SE e NE-SW, associadas a esforços secundários. Destaca-se a presença de intrusões de granitóides, além do batólito sienítico de Itiúba, delimitando o vale do Curaçá a leste (Figura IV.1).

Os depósitos estudados exibem minerais de minério e de alteração similares, porém em concentrações variáveis, que chegam a ser contrastantes quando comparadas entre sí. A associação com corpos piroxeníticos é frequente, e os minerais de minério são calcopirita e bornita, normalmente associados com magnetita. Uma análise mais detalhada evidencia a presença de mineralizações em rochas não piroxeníticas, com predomínio de minério disseminado ou concentrado em cada depósito.

A mina Caraíba é o depósito onde os conhecimentos geológicos estão mais avançados. A mina de Surubim, a norte, que foi a segunda jazida a ser explotada, está associada a corpos de flogopititos intrusivos em paragnaisses. Deslocados para oeste em relação à faixa mineralizada principal, ocorrem as intrusões do depósito de Vermelhos, ~~mais~~ a norte de Surubim, onde a reconcentração dos sulfetos é muito expressiva. O depósito de Sussuarana, localizado a sul da mina da Caraíba, parece conter apenas sulfetos relacionados à fase de mineralização primária.

A seguir, são descritas as características macroscópicas dos litotipos caracterizados pelo presente estudo, de acordo com cada depósito. As características petrográficas, principais feições de alteração hidrotermal e formas de ocorrências de mineralização são sumarizadas posteriormente às feições de menor escala.

.

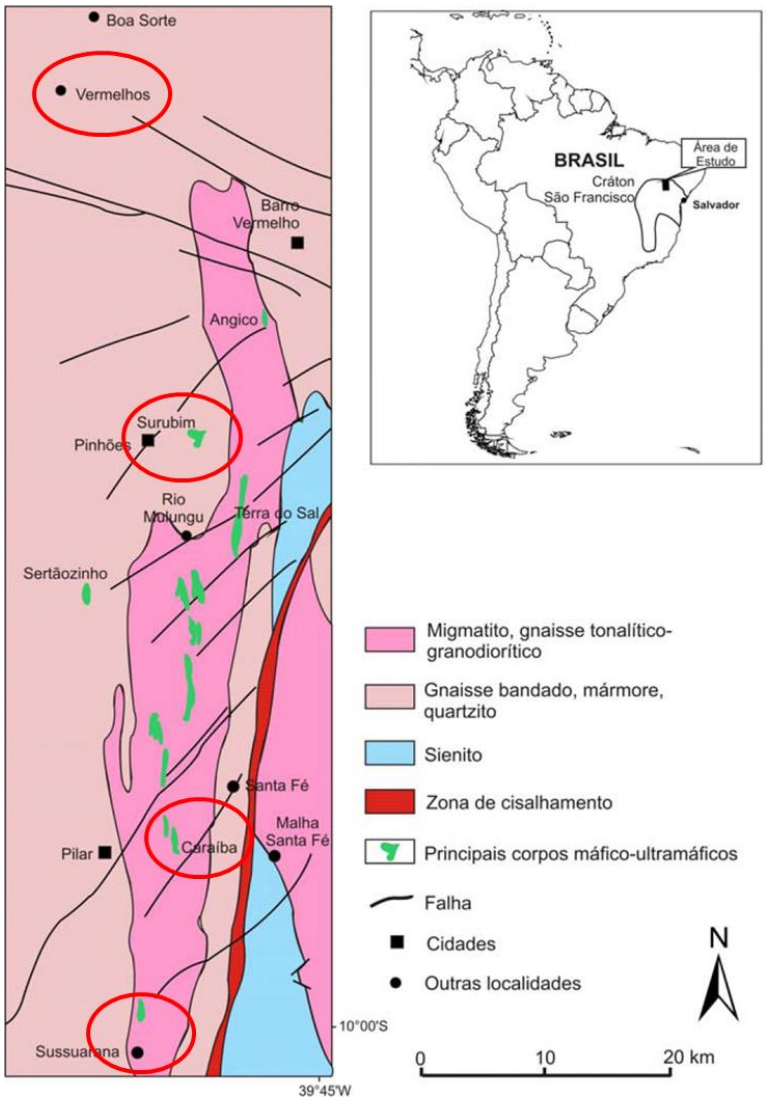


Figura IV.1: Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá, mostrando as áreas de ocorrência dos corpos máfico-ultramáficos, com destaque aos quatro depósitos estudados no presente trabalho. Modificado de Delgado & Souza (1981) *apud* Teixeira *et al*. (2010).

IV.1 GEOLOGIA E PETROLOGIA DA MINA CARAÍBA

A mina Caraíba começou a ser lavrada no ano de 1979, embora os primeiros indícios documentados de mineralizações de cobre na região datem de mais de cem anos antes do início da produção. Dentre os quatro depósitos estudados, o de Caraiba é o mais conhecido e melhor descrito. A ocorrência de minerais de cobre secundários foi um dos primeiros guias prospectivos. O minério oxidado é constituído predominantemente por malaquita, calcedônia, argilominerais, óxidos e hidróxidos de ferro e por vezes relictos de minerais máficos (Foto IV.1). É a expressão, em superfície, dos corpos ricos em sulfetos de cobre que ocorrem em profundidade (Foto IV.2).

Foto IV.1: Minério oxidado rico em malaquita, onde é possível observar a formação de óxidos de ferro sobre relictos de minerais máficos (indicados pelas setas).

Foto IV.2: Malaquita percolando fraturas e falha N-S em piroxenito e ortognaisse, na porção norte da cava. Visada para norte.

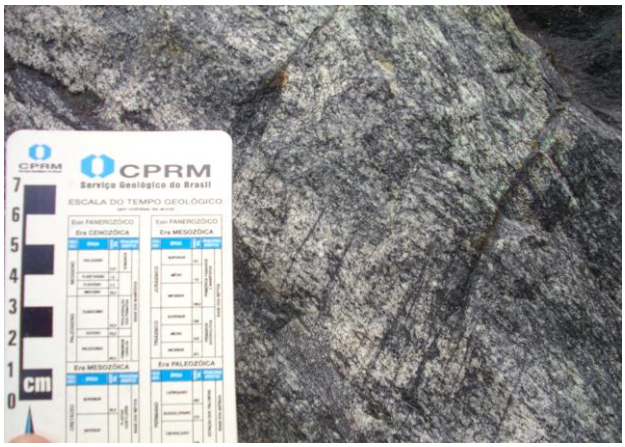


Foto IV.3: Bandamento milimétrico de minerais máficos e félsicos, trucado por bandas de cisalhamento com biotita em ortognaisse granulítico. Bloco rolado da cava da Caraíba.

Foto IV.4: Dobra fechada em ortognaisse granulítico na porção norte da cava. Visada para N320.

Foto IV.5: Amostra de litotipo encaixante dos piroxenitos rico em granada vermelha. Porção oeste da cava.

Foto IV.6: Pegmatito de espessura centimétrica (indicado pela seta) em ortognaisse granulítico do embasamento. Porção norte da cava. Visada para N340.

Na área da mina, afloram gnaisses granulíticos (predominantemente ortoderivados, de composição tonalítica a granodiorítica – Foto IV.3), granitóides, piroxenitos (hiperstenitos), piroxenitos de granulação grossa, noritos (gabro-, leuco-, melano-), gabros, anortositos, flogopititos, serpentinitos e rochas identificadas pelos geólogos da mina como *calciossilicáticas*, *metassomatitos* e *metassomatitos básicos*. Os ortognaisses, por vezes migmatizados ou granulitizados (Foto IV.4), constituem as rochas encaixantes dos corpos ultramáficos. Ocorrem, em uma área restrita da mina, lentes métricas ricas em granada vermelha (Foto IV.5), além de pegmatitos (Foto IV.6), que também intrudem os corpos máfico-ultramáficos.

O termo "calciossilicáticas" é utilizado, na mina, para descrever rochas que, comprovadamente, são produtos metassomáticos ricos em clinopiroxênio, tipo diopsídio, plagioclásio (andesina), flogopita, hornblenda ± titanita ± hiperstênio ± zoisita ± actinolita (ROCHA, 1999; *vide* Capítulo III). Visto que este termo é amplamente utilizado na literatura, para descrever rochas metamórficas com protólito sedimentar, associado a margas, estas serão descritas neste trabalho como **hornblenda-andesina-diopsiditos**.

O termo "metassomatito" é utilizado, pelos geólogos da Mineração Caraíba S.A., para descrever rochas ricas em quartzo, microclina, andesina, epídoto e clorita, formadas como produto de alteração pervasiva. Neste trabalho será empregada a denominação clorita-epídoto-andesina-quartzo-microclinitos, ou **quartzo-microclinitos**, de forma mais breve. Os "metassomatitos básicos", da mesma forma, são rochas formadas por ação metassomática, e são constituídas de plagioclásio (andesina, predominantemente), microclina, quartzo e epídoto. Serão aqui referidos como **andesina-microclinitos** (abreviação de quartzo-epídoto-andesina-microclinitos).

As principais feições macroscópicas e microscópicas desses litotipos serão descritas a seguir, bem como suas feições de alteração e relações com mineralizações.

IV.1.1 CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA

Os **hiperstenitos** apresentam coloração castanho-esverdeada, escura a preta, e granulometria média, no corpo principal, o Baraúnas (Foto IV.7). Formadas predominantemente por cristais de ortopiroxênio, chegam a apresentar quantidades quase equivalentes de hornblenda, com estrutura maciça. Além deste corpo, ao qual está associada a maior parte das mineralizações conhecidas na área da mina, ocorre outro corpo a sul, de

granulometria mais grossa e coloração mais acastanhada, flogopitizado, e com ocorrência menos expressiva de mineralizações de cobre (sulfetos).

Os **noritos** são rochas de coloração acinzentada e estrutura maciça. São compostos principalmente de plagioclásio, piroxênios, hornblenda, biotita, flogopita, clorita e quartzo. Apresentam variações de cor de acordo com a predominância destes minerais. Estas rochas hospedam mineralizações de sulfetos de cobre, diferentemente dos metagabros (informalmente denominados de *metabásicas*), que são rochas de granulometria média e cor esverdeada, com menor presença de piroxênio.

Os melanoritos apresentam coloração cinza-escura e possuem maior conteúdo de hiperstênio. Distinguem-se dos leuconoritos, de coloração mais clara, que são mais ricos em clinopiroxênio e, por vezes, apresentam estrutura bandada, alem de ocorrerem associados a níveis anortosíticos.

Corpos intrusivos de composição **granítica**, assim como pegmatitos, são observados na área da mina~~,~~ e descritos em furos de sondagem. Apresentam granulação média a grossa~~,~~ e são compostos predominantemente por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e magnetita, tendendo à composição monzo a sienogranítica. Os pegmatitos são compostos basicamente por cristais centimétricos de quartzo, microclina e plagioclásio.

Os minerais de alteração observados na área da mina ocorrem em concentrações variadas nos diversos litotipos (cujos protólitos podem ser reconhecidos), seja sob a forma de veios, ou substituindo cristais de minerais primários, principalmente ao longo de contatos. Também ocorrem estilos de alteração pervasiva, com formação de grandes volumes de minerais de alteração, chegando a obliterar totalmente a textura primária.

Um dos principais minerais formados como resultado do processo metassomático é a flogopita, que pode ocorrer em hiperstenitos e noritos, substituindo minerais máficos, ou mesmo formar concentrações expressivas, constituindo os **flogopititos**. São rochas com estrutura maciça (localmente orientada), compostas prioritariamente por flogopita, com quantidades menores de piroxênios, hornblenda, quartzo, microclina e clorita. Apresentam granulação grossa e cor acastanhada.

Da mesma forma, ocorrem **serpentinitos**, rochas de coloração esverdeada e granulometria fina, exceto pela ocorrência de grandes cristais de quartzo. Além de serpentina e quartzo, podem ocorrer concentrações secundárias de epídoto, clorita e sericita.

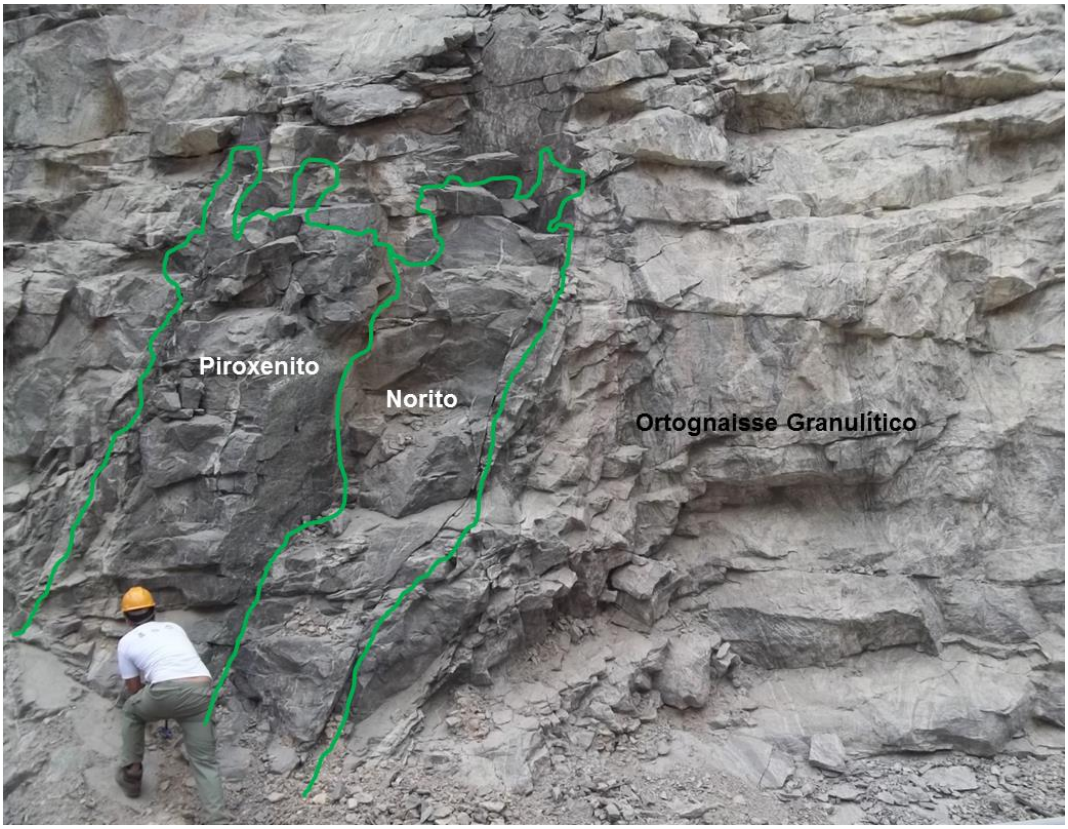


Foto IV.7: Afloramento do contato entre corpo de piroxenito (em *mingling* com magma norítico) e ortognaisse granulítico. Porção sudoeste da mina. Visada para sul.

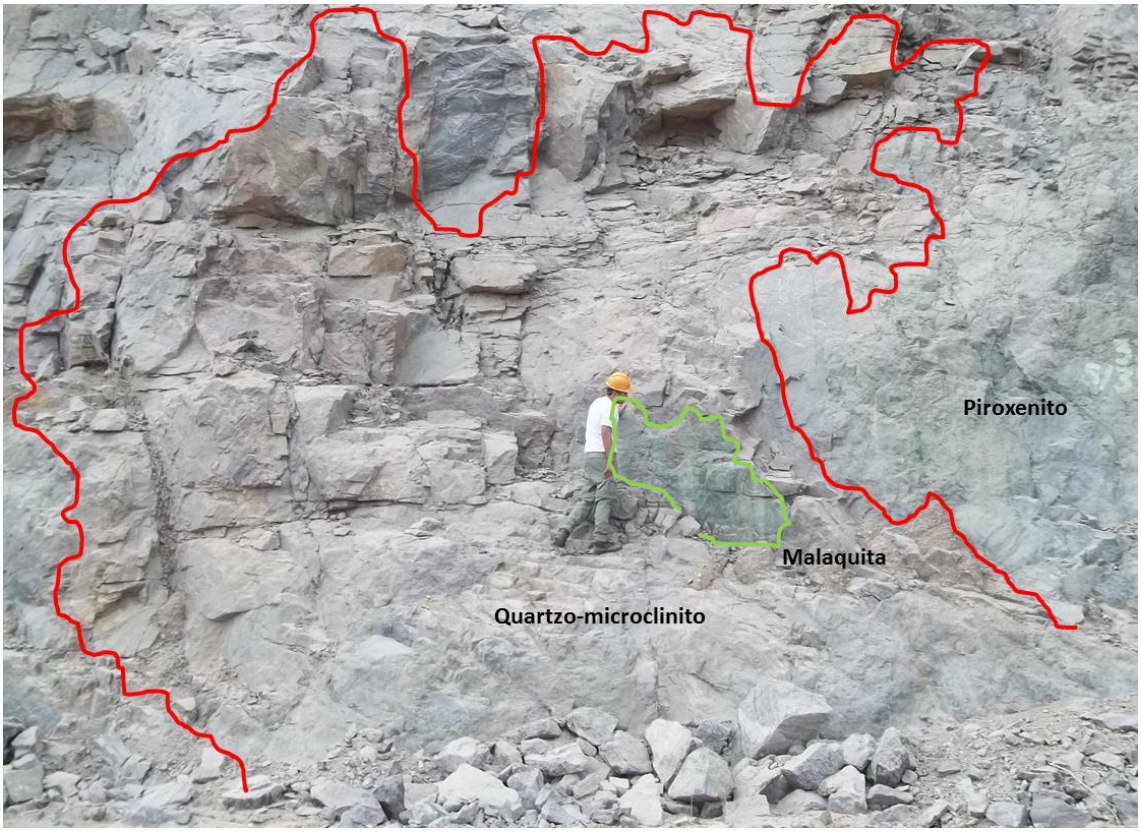


Foto IV.8: Talude da cava da Caraíba exibindo contato entre quartzo-microclinito e piroxenito, além da formação de malaquita por processos supergênicos. Porção sudeste da mina. Visada para N165.

Os **quartzo-microclinitos** (referidos pelos geólogos da mina como *metassomatitos*) são rochas de coloração rosada, com porções acastanhadas/enegrecidas, e granulação grossa, em contato difuso com os piroxenitos e noritos (Foto IV.8). São interpretadas como tendo sido formadas pelo resultado da alteração potássico-silicosa impressa sobre as rochas ultramáficas e máficas previamente descritas (Foto IV.9, 10 e 11). Apresentam estrutura prioritariamente maciça, sendo observada orientação local das micas. A composição mineralógica consiste de microclina, quartzo, plagioclásio, epídoto, flogopita, e alguns relictos de piroxênios compondo a matriz, onde ocorrem vênulas de clorita, epídoto e quartzo-sericita (muscovita).

Os *metassomatitos básicos* são aqui denominados **andesina-microclinitos**. Apresentam granulometria fina a grossa em uma configuração anisotrópica. Mostram cor branca, acinzentada, com porções rosadas e esverdeadas, formadas por cristais de plagioclásio (predominantemente andesina), microclina, quartzo, clorita, epídoto, flogopita e sericita-muscovita, este quatro últimos podendo ocorrer em vênulas e veios. Observa-se substituição dos plagioclásios por microclina, podendo associar a formação do primeiro a um estágio anterior de metassomatismo ou ao metamorfismo.

A denominação **hornblenda-andesina-diopisiditos** é aqui utilizada para as rochas classificadas pelos geólogos da mina como *calcissilicáticas*, segundo a mineralogia descrita por ROCHA (1999). Este autor as interpretou como formadas a partir da cristalização de líquidos oriundos da dissolução de plagioclásio de noritos interagindo com as ultramáficas, durante o principal estágio de potassificação. Apresentam coloração cinza esverdeada, granulação média a grossa, e são compostas por cristais de piroxênios e anfibólios, quartzo, além de quantidades abundantes de pirrotita.

Cristais intercumulus de calcopirita, bornita e magnetita, disseminados, crescidos nos interstícios de piroxênios e anfibólios constituem a forma de mineralização interpretada como primária. Por vezes formam textura em rede, que também é observada no minério secundário. Predomina a calcopirita, com magnetita e bornita em menores teores e por vezes, ilmenita. Esta forma de mineralização predomina nos hiperstenitos, mas também está associada aos noritos.

O minério remobilizado pode ocorrer como: (i) filões e bolsões (de escala centimétrica a métrica) de sulfetos maciços; (ii), brechas hidrotermais com a matriz sulfetada e clastos de rochas ultramáficas e máficas, por vezes com bandamento preservado; (iii) com textura em rede e disseminações em rochas formadas por processos metassomáticos, como

flogopititos, quartzo- e andesina-microclinitos; (iv) como veios de espessura milimétrica a centimétrica preenchendo fraturas em diversos litotipos, incluindo os gnaisses encaixantes (Foto IV.12 a 17).

Foto IV.9: Testemunhos de sondagem representativos dos principais tipos de rochas hospedeiras e produtos de alteração hidrotermal na mina da Caraíba. Não é possível distinguir minerais de minério nesta escala de observação. Furo FC-4413, entre 459 e 478 m.

Foto IV.10: Cristais de quartzo formados como resultado da alteração hidrotermal em piroxenito da cava da Caraíba.

Foto IV.11: Quartzo microclinito da cava da Caraíba, exibindo acumulação secundária de clorita e epídoto. Amostra PG-04-A, porção sudeste da mina.

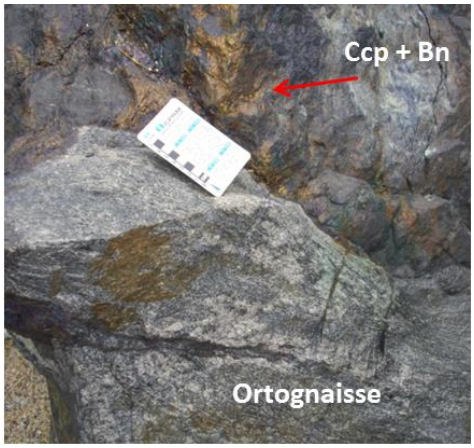


Foto IV.12: Bolsão de calcopirita (Ccp) e bornita (Bn) em escala métrica, hospedado por hiperstenito em contato com ortognaisse. Bloco exposto na entrada da Mineração Caraíba.

Foto IV.13: Brecha hidrotermal cimentada por sulfetos e magnetita, com clastos de hiperstenito. Amostra da mina subterrânea da Caraíba.

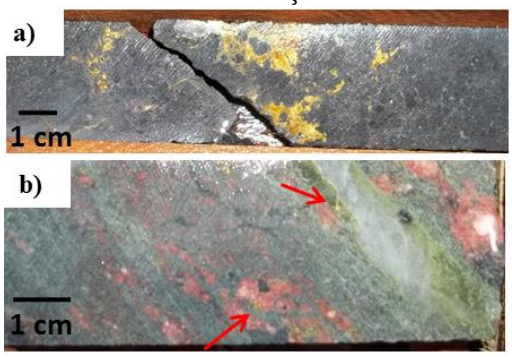


Foto IV.14: a) Sulfetos em rede em amostra de piroxenito. b) Quartzo microclinito, com clorita (verde escuro) e veio de quartzo epídoto. As setas indicam disseminações de calcopirita. Furo FC-4413.

Foto IV.15: Amostra de mão de hiperstenito da cava da Caraíba. É possível notar bolsões de calcopirita e vênulas milimétricas (indicadas pelas setas).

Foto IV.16: Amostra de mão com concentração de calcopirita em fratura de norito da cava da Caraíba.

Foto IV.17: Amostra de mão de hiperstenito com bornita em contato com ortognaisse. As acumulações maciças de sulfetos restringem-se à rocha ultramáfica.

Nas porções onde ocorre minério maciço e em brechas de sulfetos, calcopirita, bornita e magnetita frequentemente apresentam concentrações equivalentes, acompanhadas de pirita subordinada. Diferentemente do minério primário, ocorrem concentrações com predomínio absoluto da bornita, em relação à calcopirita. A típica sequência de alteração a

partir de bolsões de minério é dada por zonas ricas em: sulfetos (calcopirita e bornita) → flogopita → microclina → epídoto/clorita → quartzo (Figura IV.2).

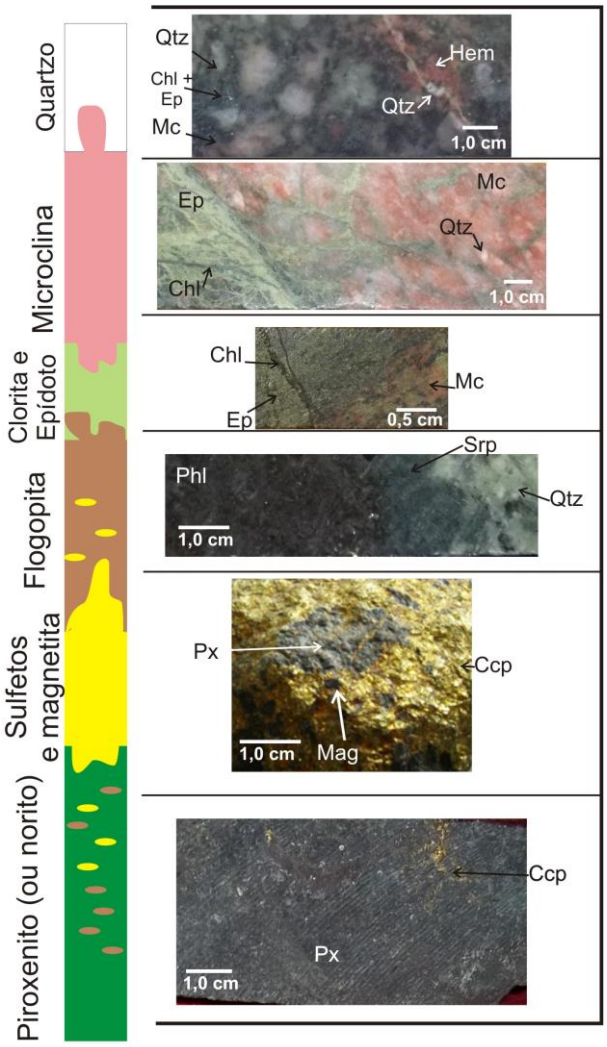


Figura IV.2: Perfil com zoneamento de alteração mais frequente associado ao minério hidrotermal, descrito nos furos FC-4413, FC-42130, 4491 e na cava da Caraíba.

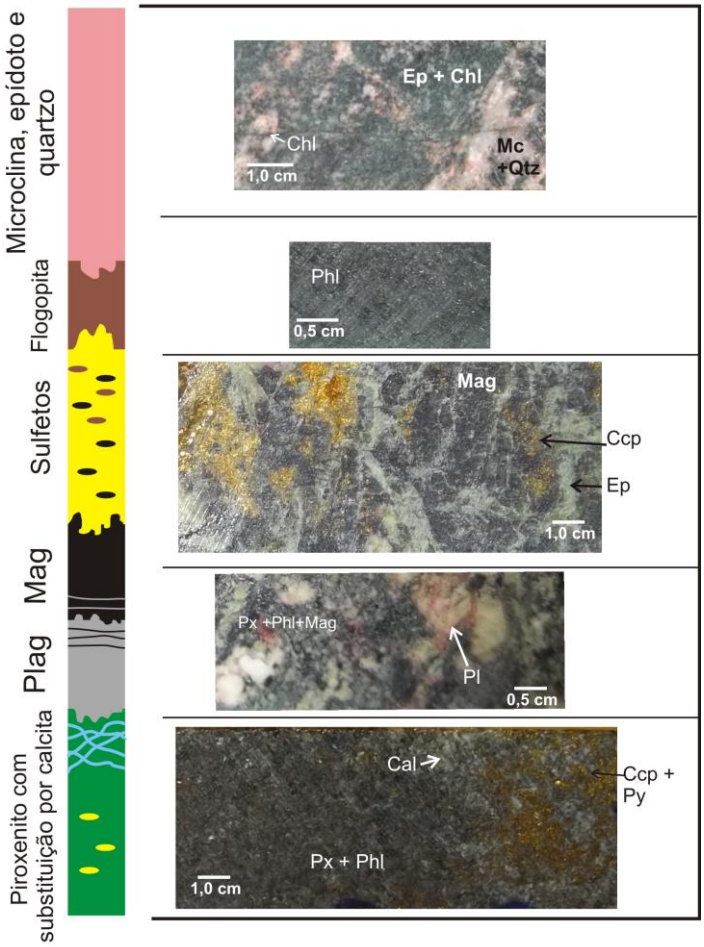


Figura IV.3: Perfil ilustrando a alteração associada à presença de calcita, observada no furo FC-40113, e demais minerais dos furos FC-4413 e FC-42130, na Caraíba.

Zonas ricas em calcita e calcopirita são observadas, principalmente nos piroxenitos. Ocorrem como veios, em porções piroxeníticas adjacentes aos andesina-microclinitos, que exibem zonas difusas em metros a dezenas de metros, com predominância de: hiperstenito → vênulas de calcita → plagioclásio → magnetita → sulfetos (calcopirita e pirita) → flogopita → microclina, epídoto e quartzo (Figura IV.3).

Flogopititos e andesina-microclinitos também hospedam o minério hidrotermal, com maiores concentrações de sulfetos observadas nas zonas de transformação das rochas ultramáficas e máficas. Esta feição é ainda mais expressiva nas rochas ricas em feldspato

potássico e quartzo, os quartzo-microclinitos, que são no geral estéreis, a não ser nas regiões de contato com as rochas menos transformadas pelo metassomatismo, como os hiperstenitos e noritos.

Os veios de sulfetos associados a estruturas rúpteis (principalmente fraturas) são compostos prioritariamente por calcopirita, com pirita, magnetita, quartzo e sericita. Podem ocorrer em rochas máficas e ultramáficas com alteração incipiente observável a olho nu. Da mesma forma, podem ser observados nos ortognaisses encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos. São comuns nas zonas de alteração distal das mineralizações maciças, truncando minerais de alteração associados ao minério maciço, como flogopita, microclina e quartzo.

IV.1.2 CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA

Serão sumarizadas as principais feições mineralógicas e texturais observadas nas 22 seções delgadas polidas descritas do depósito da Caraíba, onde foram caracterizados os litotipos: hiperstenito, norito, metagabro, flogopitito, serpentinito, hornblenda-andesina-diopsidito, quartzo-microclinito, andesina-microclinito e pegmatito. Para a confecção das seções foram priorizadas as zonas de alteração hidrotermal e contatos litológicos.

A Tabela IV.1 sintetiza a porcentagem modal, a denominação macroscópica e a nomenclatura, com base na moda e texturas, adotadas para as seções descritas. A nomenclatura exposta na tabela não coincidiu exatamente com aquela que foi utilizada no texto, visto que muitas refletiam as fácies mais alteradas pelos processos metassomáticos, e a descrição considerou a composição mineralógica mais representativa. Da mesma forma, as rochas ígneas mais preservadas foram descritas sem o prefixo “meta”, utilizado para denominar as seções polido-delgadas.

Os **hiperstenitos** apresentam textura granoblástica granular composta por cristais de hiperstênio, hornblenda e, secundariamente, clinoenstatita, que atingem até 2,8 mm de diâmetro maior. O pleocroísmo do ortopiroxênio pode variar de ausente a intenso, chegando a verde ou vermelho escuro (Foto IV.18), em cristais idioblásticos quando melhor preservados, a xenoblásticos, quando substituídos por hornblenda (Foto IV.19), flogopita, quartzo, microclina, sericita (muscovita), calcita ou sulfetos (Foto IV.26). O clinopiroxênio apresenta cores que variam do incolor ao verde claro, que muitas vezes assemelham ao orto- em luz plana.

Os cristais de hornblenda, nessas rochas, exibem forte pleocroísmo de castanho esverdeado a castanho escuro. São predominantemente idioblásticos, a não ser quando substituídos por quartzo, microclina e sulfetos, onde são xenoblásticos. Observa-se a formação de flogopita nos contatos e nas clivagens destes anfibólios (Foto IV.20).

CARAÍBA		Mineralogia																			
Seção	**Den. Macroscópica**	**Opx**	**Cpx**	**Amp**	**Pl**	**Mc**	**Qtz**	**Phl**	**Ep**	**Chl**	**Ser**	**Ms**	**Srp**	**Cal**	**Mag**	**Ilm**	**Ccp**	**Bn**	**Py**	**Po**	**Hem**
PG-04-A[4]	Metassomatito					29	28		23	18					2						
PG-04-B[1]	Piroxenito	25		23		10	6	7							8		16	5	tr		
FC-4413 (440.50)[1,3]	Metassomatito						20		15	6			6		1		32	20			
FC-4413 (441.00)[1,1,2]	Met. Básico	4		2		12	30			16		4					22	10			
FC-4413 (444.30)	Met. Básico				20	12	18	1	26			12			8		2	1			
FC-4413 (449.15)[1]	Pirox/Serpentinito	14					15				8		25		12		25	1			
FC-4413 (449.50)	Metassomatito					2	4				42	28			6			18			
FC-4413 (463.65)	Metabásica/Metas.					13	15		28	18	8				11		7				
FC-4413 (481.55)	Metassomatito					15	26		26	22					5		3				3
FC-40113 (108.10)[1,3]	Piroxenito	20	8	2			2	tr				12		28	1		22		5		
FC-40113 (121.00)	Pirox./Pegmatito	22			12		24	16	5		tr				12		1		8		
FC-3996 (656.90)	Norito/Pegmatito						53				7	35			4		1				
FC-4094 (145.70)	Norito	15			10		20	44			6						1		4		
FC-4094 (149.48)[1,3]	Norito	6		16	1		14	6	tr		22				4		8	3	20		
FC-42130 (213.68)	Metassomatito					42	36		22												
FC-42130 (216.55)	Metas./Serp.					16	30		33				16		5						
FC-4398 (171.38)	Metassomatito	5				15	18			26	6	15			12		1	2			
FC-4398 (181.03)	Flogopitito	3			15		21	22			21				15	tr	1	2			
FC-4398 (280.18)[1,1,3]	Piroxenito	12				4		5			8				15	7	28	18			3
FC-2935 (294.26)[2]	Calciossilicática		6	3		22	10	10			9	3	20		3				2	12	
FC-2935 (298.80)[1,3]	Calciossilicática	5	2	20	12		10	6			18				5		tr		6	17	
FC-4491 (83.97)[2]	Flogopitito/Serp.			tr	22	4	18	12					38		3		1	2			

Tabela IV.1: Análise modal para as seções polidas-delgadas descritas da Caraíba. Opx: ortopiroxênio; Hyp: hiperstênio; Cpx: clinopiroxênio; Di: diopsídio; Amp: anfibólio; Hb: hornblenda; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; Phl: flogopita: Ep: epídoto; Chl: clorita; Ser: sericita; Ms: moscovita; Srp: serpentina; Cal: calcita; Mag: magnetita; Ilm: ilmenita; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Py: pirita; Po: pirrotita; Hem: hematita. 1 – amostras analisadas para isótopos de enxofre; 2 – amostras analisadas por MEV; 3 – amostras analisadas por microssonda eletrônica; 4 – amostras datadas usando SHRIMP.

A flogopita exibe pleocroísmo que varia de castanho avermelhado a escuro, e cristais idioblásticos, que fazem contatos retos com quartzo e microclina, a subidioblásticos, quando intercrescidos com estes silicatos, com sulfetos ou calcita. A associação da flogopita com sulfetos e magnetita em zonas de transformação desta sobre minerais máficos, especialmente o hiperstênio, é evidente.

No caso da mineralização considerada primária, a magnetita ocorre nos interstícios de piroxênios ou minerais que os substituem, de forma disseminada e preservando uma textura intercumulus (Foto IV.21). Também é observada intercrescida com ilmenita, substituída por hematita, ou associada a sulfetos (Foto IV.22), nos interstícios dos silicatos ou em regiões de alta concentração (Foto IV.23).

Calcopirita e bornita apresentam-se intercrescidas (localmente exibem intercrescimento em chamas), por vezes com magnetita (Foto IV.24) ou pirita (Foto IV.25).

Observa-se também substituição local da bornita pela calcopirita. Calcita (com textura maclada), onde foi observada, mostra-se substituindo o hiperstênio e associada à flogopita, pirita e calcopirita (Foto IV.26). Ocorrem vênulas de quartzo-sericita (Foto IV.27), por vezes com magnetita, calcopirita e pirita que truncam a matriz de alteração quartzo-microclina-flogopítica.

As seções descritas de **noritos** apresentam como principais constituintes minerais hiperstênio, plagioclásio, quartzo, flogopita ± sericita e muscovita. Os cristais de hiperstênio (que atingem dimensão de 1,2 mm), com pleocroísmo de incolor a verde, são idioblásticos a xenoblásticos, quando substituídos por quartzo, flogopita e sericita, apresentando contatos amebóides. Juntamente com os plagioclásios configuram textura granoblástica granular, que constituem a matriz da rocha.

Os cristais de plagioclásio com dimensão de até 2,2 mm, são subidioblásticos e fazem contatos retos e curvos, a não ser quando substituídos por sericita, configurando-os como xenoblásticos, com contatos embaiados. Por vezes ocorrem não geminados e com maior frequência exibem geminação albita e albita-Carlsbad, o que permitiu a estimativa do teor de anortita~~,~~ pelo método Michel-Levy, caracterizando ~~os~~ plagioclásios de composição andesina-labradorita.

Os cristais de flogopita, que exibem pleocroísmo de castanho claro a avermelhado, são idioblásticos a subidioblásticos, fazendo contatos predominantemente retos, a não ser quando substituindo cristais de hiperstênio, onde localmente fazem contatos embaiados (Foto IV.28). Possuem associação íntima com grande parte dos cristais de quartzo, além dos sulfetos e magnetita. São observadas vênulas de sericita e muscovita (Foto IV.29 e 30), quartzo, pirita, calcopirita e magnetita, truncando os minerais anteriormente descritos (Foto IV.31).

Os **pegmatitos** são compostos prioritariamente por quartzo, com plagioclásio subordinado. Ocorrem truncando as litologias ultramáficas e máficas, além de substituí-las nas zonas próximas ao contato, onde são observados cristais de quartzo, plagioclásio, flogopita, sericita e epídoto (Foto IV.32).

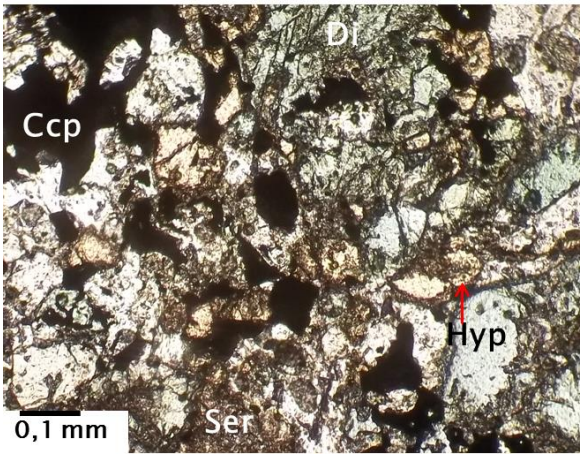


Foto IV.18: Cristais de hiperstênio e diopsídio exibindo pleocroísmo vermelho e verde, respectivamente. Observa-se substituição dos piroxênios por moscovita e calcopirita. Luz planopolarizada. Seção FC-40113 (108.10) - calcita metahiperstenito.

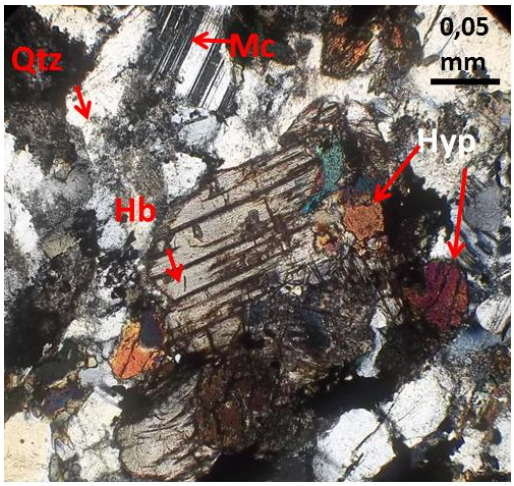


Foto IV.19: Hornblenda substituindo hiperstênio e sendo substituída por microclina, quartzo e bornita. Nicóis cruzados. Seção PG-04-B – metahiperstenito.

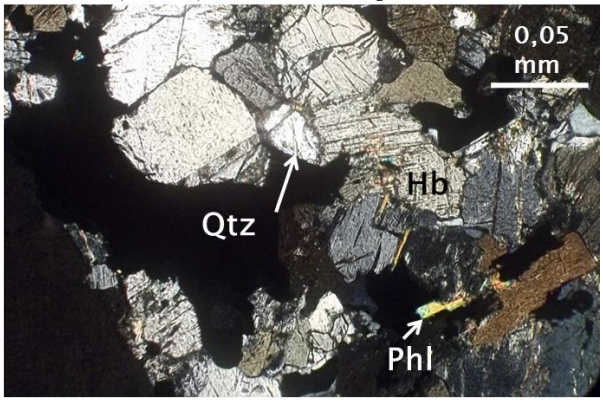


Foto IV.20: Quartzo e flogopita substituindo hornblenda, nos contatos entre os grãos e nas clivagens do anfibólio. Nicóis cruzados. Seção PG-04-B - metahiperstenito.

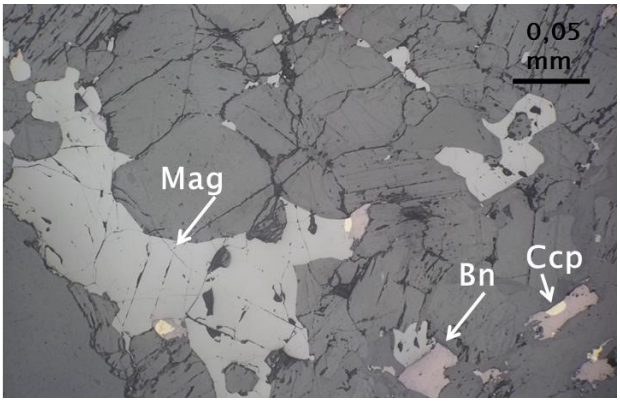


Foto IV.21: Aspecto da mineralização primária. Mesmo campo da Foto 20, observado em luz refletida. É possível notar o acúmulo de magnetita, bornita e calcopirita nos interstícios dos minerais de ganga.

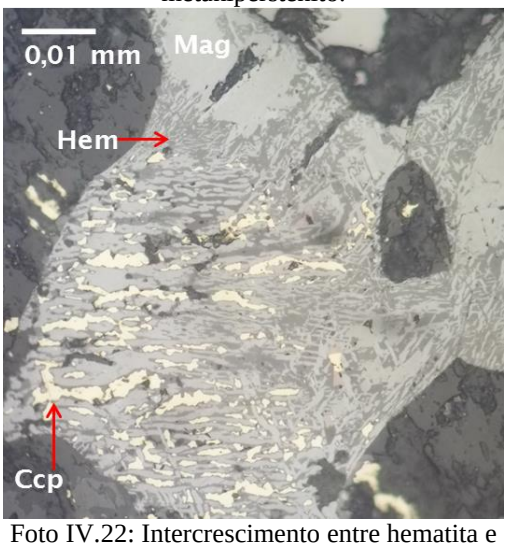


Foto IV.22: Intercrescimento entre hematita e calcopirita, substituindo a magnetita. Luz refletida. Seção FC-4413 (449.15) – metahiperstenito.

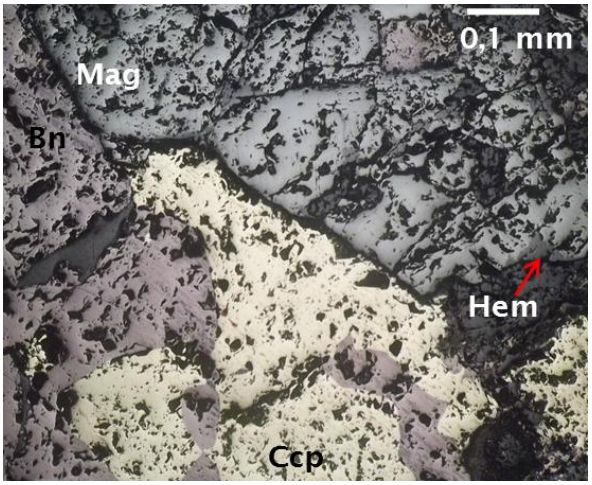


Foto IV.23: Contato da magnetita com a calcopirita e bornita intercrescidas, ocorre substituição da magnetita por hematita. Luz refletida. Seção FC-4398 (208.18) – metahiperstenito.

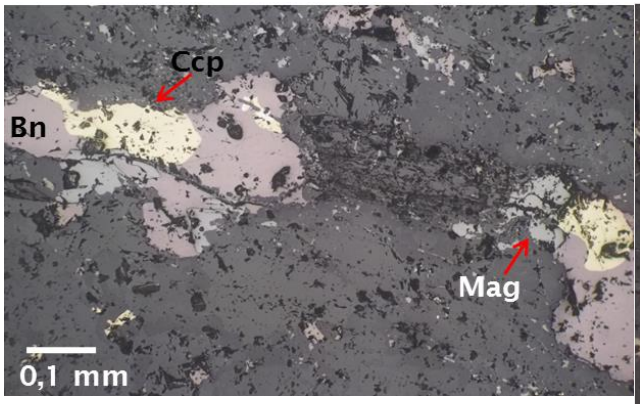


Foto IV.24: Calcopirita, bornita e magnetita intercrescidas em shear-band de flogopita truncando matriz máfica. Luz refletida. Seção PG-04-B - metahiperstenito.

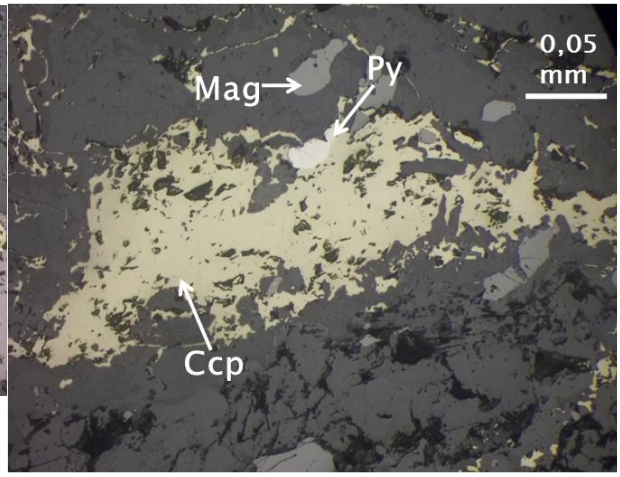


Foto IV.25: Vênulas de calcopirita, magnetita, pirita, flogopita e quartzo truncando e substituindo relictos de hiperstênio, luz refletida (PG-04-B).

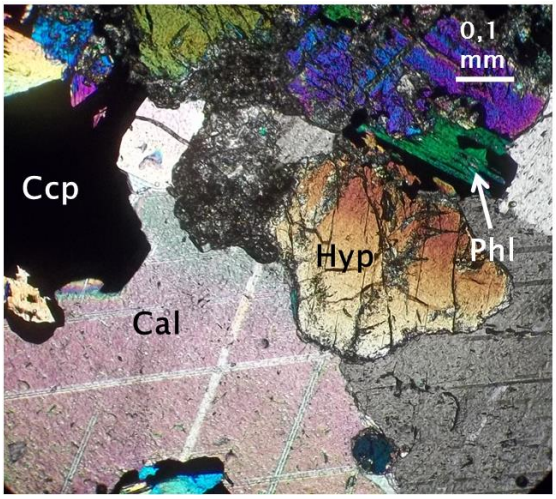


Foto IV.26: Calcita maclada associada a flogopita e calcopirita substituindo hiperstênio, seção FC-40113 (108.10) – calcita metahiperstenito, nicóis cruzados.

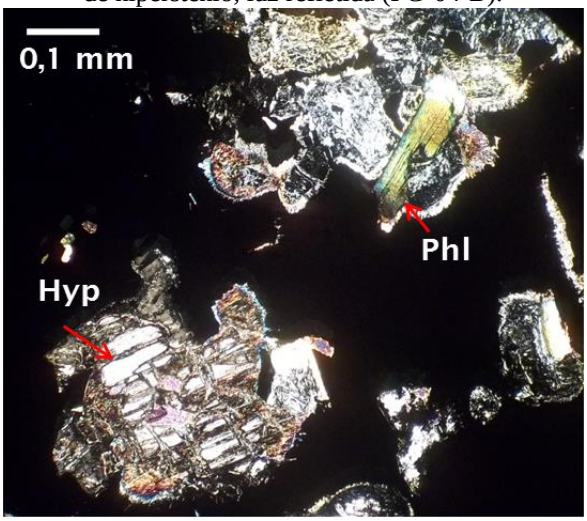


Foto IV.27: Cristais de hiperstênio reliquiares em meio ao minério sulfetado maciço. Os ortopiroxênioos estão sendo substituídos por flogopita e sulfetos, além de vênulas de sericita. Seção FC-4398 (280.18) – metahiperstenito, nicóis cruzados.

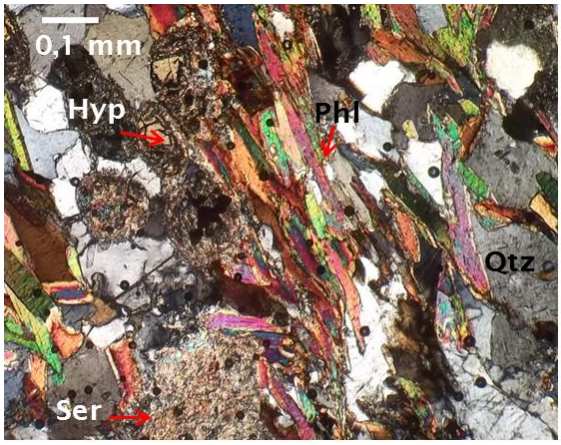


Foto IV.28: Flogopita sigmoidal, quartzo e sericita substituindo hiperstênio. Nicóis cruzados. Seção FC-4095 (145.70)

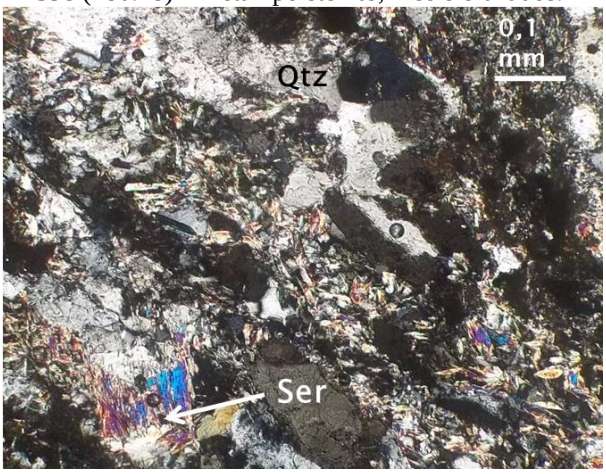


Foto IV.29: Alteração pervasiva quartzo-sericítica associada a magnetita, seção FC-3996 (656.90) – norito/pegmatito, nicóis cruzados.

Cristais de flogopita, plagioclásio, quartzo, ± epídoto, ± sericita e menores quantidades de hiperstênio, compõem os **flogopititos**. A flogopita, mineral mais abundante, apresenta pleocroísmo de castanho claro a avermelhado ou castanho escuro, e cristais idioblásticos. Em sua maior parte os cristais de flogopita não estão orientados, conferindo textura granoblástica decussada. A orientação local de alguns cristais resulta em textura lepidoblástica.

O plagioclásio, de composição andesínica (exibe geminação albita), o quartzo com extinção ondulante e o epídoto formam a matriz com textura granoblástica granular, em equilíbrio com a flogopita (Foto IV.33). Os sulfetos ocorrem principalmente como disseminações nesta matriz, por vezes substituindo a magnetita primária, que se encontra exsolvida com ilmenita (Foto IV.34). Os sulfetos também podem ocorrer como vênulas, assim como a sericita, quartzo e o epídoto. Os cristais de hiperstênio mostram contatos amebóides e embaiados com os minerais anteriormente descritos.

As seções descritas de **serpentinitos** são compostas basicamente por serpentina, plagioclásio, sericita, quartzo, e relictos de hornblenda e hiperstênio (Foto IV.35). Os cristais de serpentina, constituintes maiores destes litotipos, exibem pleocroísmo variando de incolor a verde claro e são subidioblásticos. Sem orientação observada, configuram a textura granoblástica decussada, em uma matriz com quartzo.

Assim como nos outros litotipos, ocorrem vênulas de quartzo-sericita com alguma magnetita, pirita e calcopirita associados. Da mesma forma, é evidente, a substituição do hiperstênio por estes minerais, além da associação dos serpentinitos com outras rochas metassomáticas, como flogopititos e quartzo-microclinitos.

Os **quartzo-microclinitos** são compostos de microclina, quartzo, clorita, ± epídoto, ± sericita, ± muscovita e magnetita. O quartzo e a microclina formam a martriz, que configura textura granoblástica poligonal a granular, sendo o primeiro caso observado em regiões onde os cristais são idioblásticos.

Os cristais de epídoto, que exibem pleocroísmo de verde claro a escuro, ocorrem tanto na matriz com o quartzo e feldspato potássico, como sob a forma de vênulas, de granulação fina a grossa (Foto IV.36). A clorita exibe pleocroísmo de verde claro a verde-oliva, com cristais não orientados, resultando em textura granoblástica decussada, ou orientados (textura lepidoblástica), por vezes em *shear-bands* ou configurando sigmóides

(Foto IV.37), com cinemática aparente predominantemente sinistral, indicando um estado de protomilonitização destas rochas.

A composição mineralógica dos **andesina-microclinitos** é representada por microclina, plagioclásio, quartzo, flogopita, epídoto, sericita e muscovita. A matriz exibe textura granoblástica granular composta por microclina, plagioclásio e quartzo, e decussada pelos cristais de flogopita e muscovita, não orientados. Hospedam quantidades de sulfetos superiores aos quartzo-microclinitos, que estão associados com os feldspatos, quartzo e a flogopita.

Os teores de anortita, medidos nos cristais de plagioclásio com geminação albita e albita-Carlsbad, revelaram a predominância da andesina. Os feldspatos parecem estar em equilíbrio tanto entre si quanto com o quartzo e a flogopita, que se apresentam truncados por vênulas de quartzo-sericita e epídoto (Foto IV.38), no primeiro caso com remobilizações contendo pequenas concentrações de calcopirita e magnetita.

Os **andesina-hornblenda-diopsiditos** são compostos por hornblenda, diopsídio, andesina, quartzo~~,~~ ± microclina~~,~~ ± flogopita~~,~~ ± serpentina~~,~~ ± sericita e muscovita. A textura granoblástica granular~~,~~ da matriz não orientada, é marcada por cristais de hornblenda, diopsídio, andesina, quartzo e microclina~~,~~ e decussada por flogopita e serpentina (Foto IV.39). Os cristais de hornblenda apresentam pleocroismo variando de castanho claro a escuro~~,~~ a esverdeado~~,~~ mais intenso do que os cristais de hiperstênio, que variam de incolores a verde-claros.

Os cristais de clinopiroxênio apresentam contatos retilíneos e curvos com os demais, por vezes embaiados e interlobados, quando em contato com microclina, quartzo, flogopita e serpentina, indicando substituição por estes minerais. Apresentam pleocroísmo variando do incolor ao verde claro. Da outra forma, os cristais de hornblenda fazem contatos retos com andesina e quartzo, indicando equilíbrio entre estas fases minerais. Esses litotipos apresentam concentrações elevadas de pirrotita, e, em menor quantidade, de magnetita e pirita (Foto IV.40). Da mesma forma como em outros litotipos, ocorrem vênulas de quartzo e sericita, neste caso apenas com magnetita e pirita, ausente de sulfetos de cobre. Ocorrem cristais de calcopirita intercrescidos com pirrotita e substituídos por pirita (Foto IV.41).

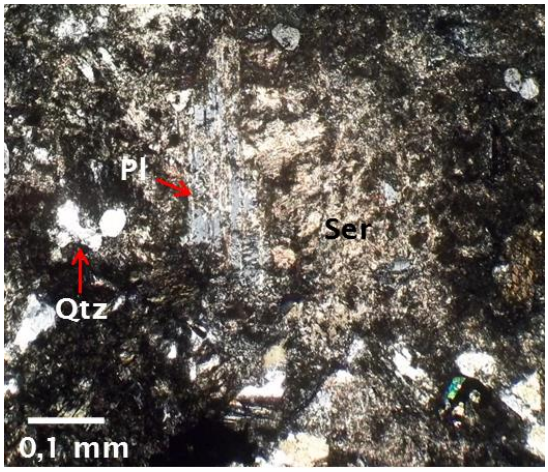


Foto IV.30: Relicto de plagioclásio, substituido, quase que totalmente, por sericita e quartzo. Nicóis cruzados. Seção FC-4094 (149.48), hornblenda sericita protomilonito formado a partir da alteração de um protólito norítico.

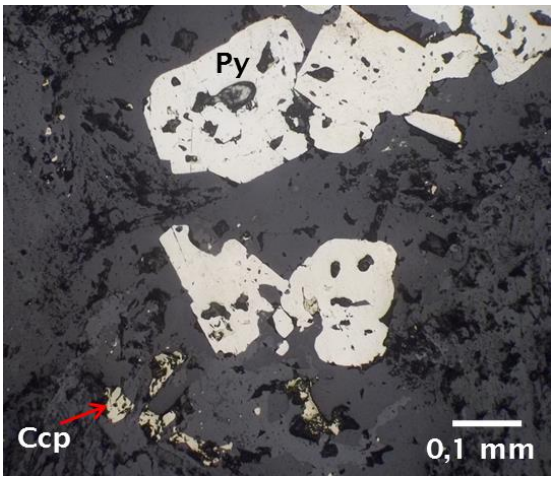


Foto IV.31: Pirita e calcopirita associadas a veio de substituição de flogopita em hornblenda. Seção FC-4094 (149.48).

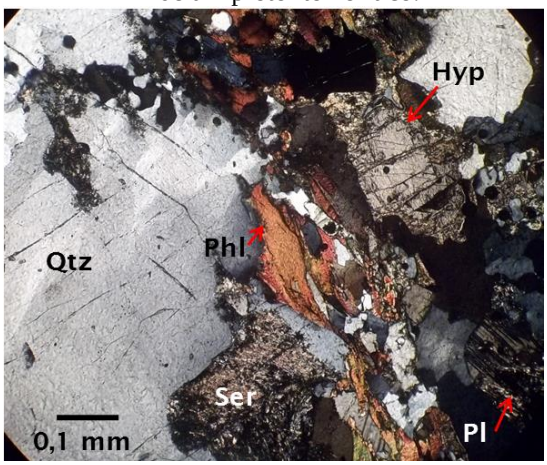


Foto IV.32: Quartzo com extinção ondulante, flogopita, sericita e plagioclásio, subsittuindo cristal de hiperstênio. Contato entre pegmatito e metahiperstenito. Seção FC-40113 (121.00), nicóis cruzados.

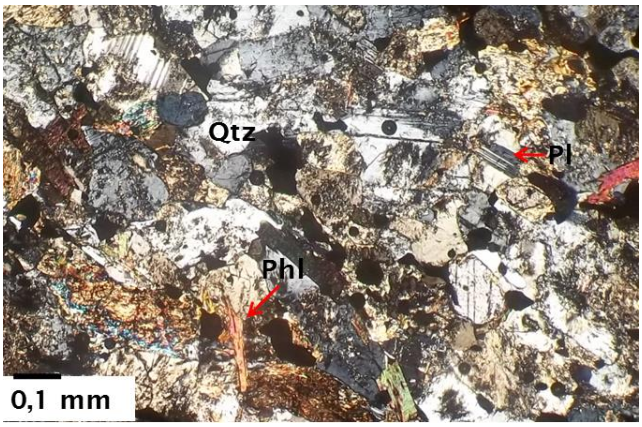


Foto IV.33: Flogopita idioblástica associada a uma matriz granoblástica de plagioclásio e quartzo. FC-4398 (181.03), nicóis cruzados. Amostra de microclina quartzo sericita flogopitito.

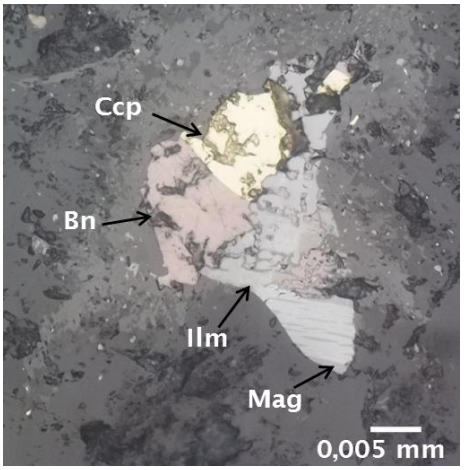


Foto IV.34: Calcopirita e bornita substituindo magnetita e ilmenita intercrescidas. Seção FC-4398 (181.03), luz refletida.

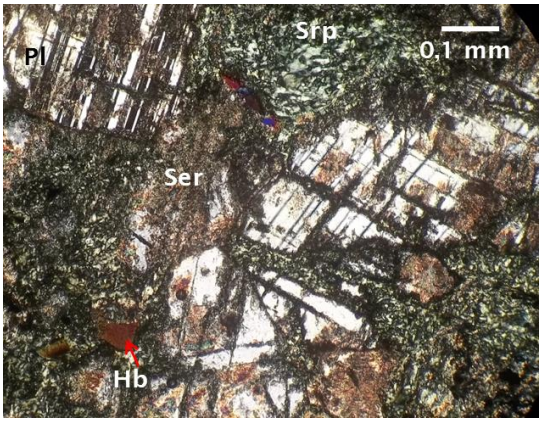


Foto IV.35: Plagioclásio sericitizado em contato com serpentina e relictos de hornblenda. Seção FC-4491 (83.97), contato entre serpentinito e flogopitito. Observação sob nicóis cruzados.

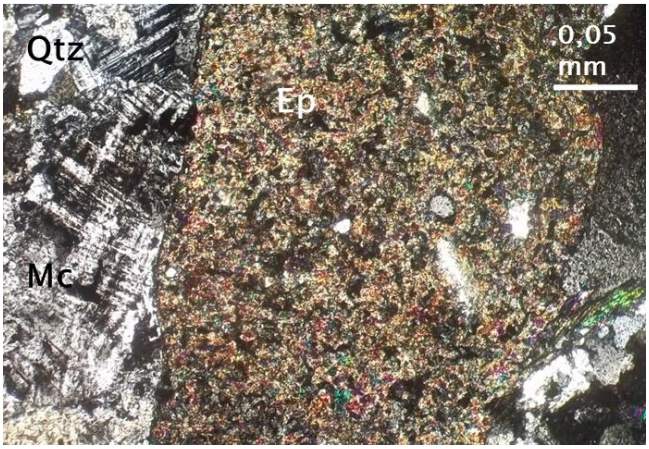


Foto IV.36: Vênula de epídoto truncando matriz quartzo-microclínica. Observação em nicóis cruzados. Amostra PG-04-A, quartzo-microclinito.

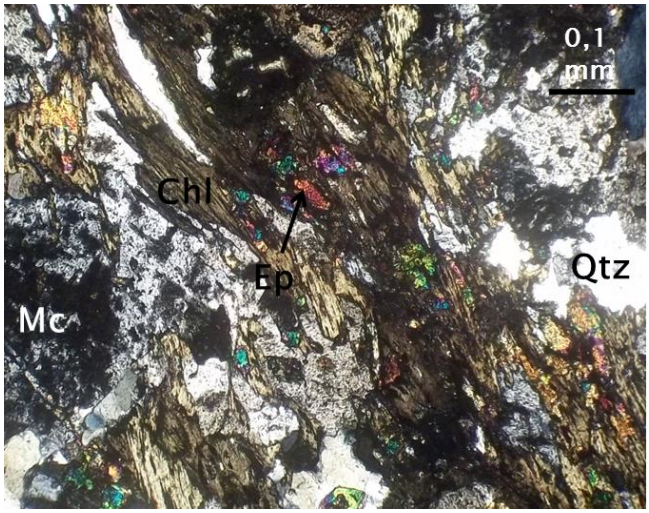


Foto IV.37: Vênula sigmoidal de clorita e epídoto truncando porção de quartzo e microclina, observadas sob nicóis cruzados (PG-04-A, sudeste da mina).

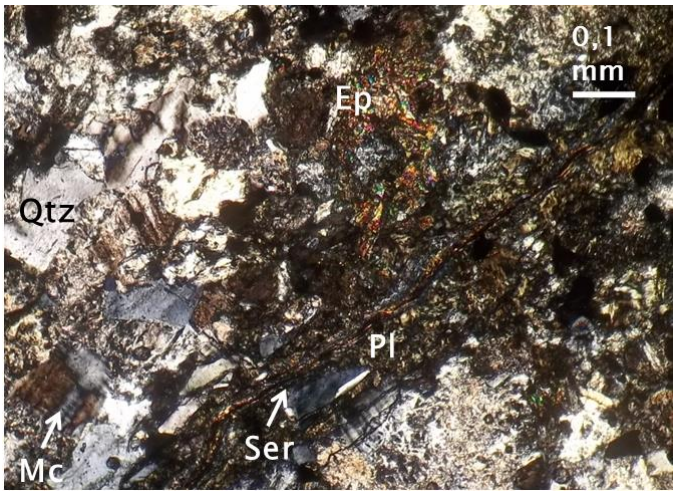


Foto IV.38: Vênulas de sericita e epídoto em microclina, quartzo e plagioclásio saussuritizado, associados à magnetita, seção FC-4413 (444.30) – andesina microclinito. Nicóis cruzados.

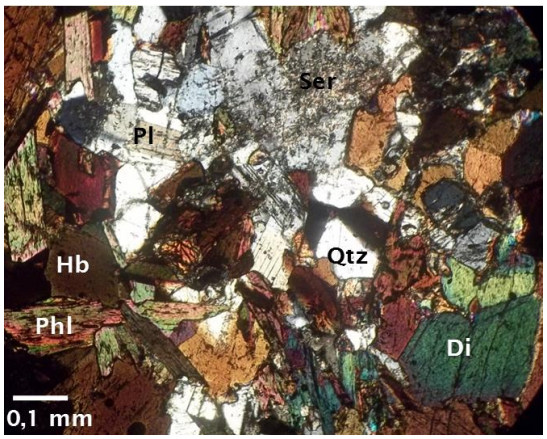


Foto IV.39: Cristais de flogopita substituindo cristais de hornblenda e diopsídio, em contato com plagioclásio sericitizado e quartzo. Observação sob nicóis cruzados. Seção FC-2935 (298.80), diopsídio andesina sericita hornblendito.

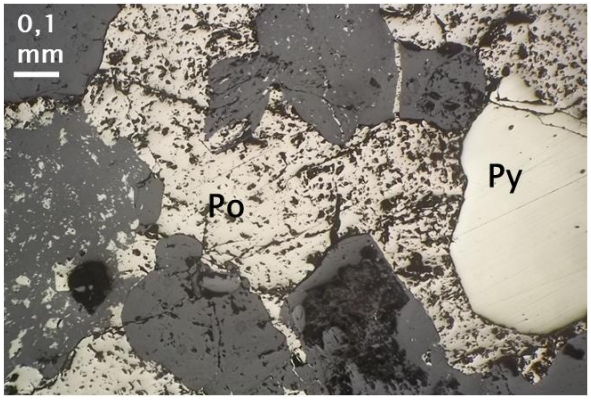


Foto IV.40: Contato entre pirita e pirrotita, seção FC-2935 (298.80), luz refletida. É possível observar substituição da pirrotita pela pirita.

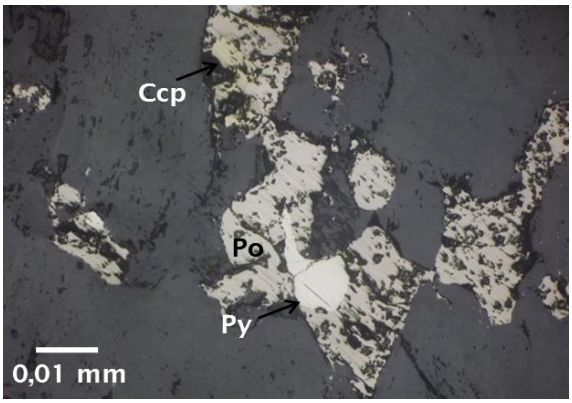


Foto IV.41: Pirita substituindo pirrotita, que está em contato com a calcopirita. Observação sob luz refletida. Seção FC-2935 (294.26) - diopsídio quartzo flogopita serpentina microclinito.

IV.1.3 EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA

Com base nas características previamente descritas, foi possível estabelecer uma sequência de evolução paragenética para as rochas da região da mina Caraíba, bem como sua associação com estruturas e as fases de mineralização, representados na Figura IV.4.

Os minerais mais antigos, que corresponderiam à paragênese originada durante o magmatismo e estabilizada durante o metamorfismo progressivo, são representados por hiperstênio, plagioclásio 1, calcopirita 1, bornita 1 e magnetita 1, presentes nos hiperstenitos e noritos. Os cristais de plagioclásio 1 apresentam composição predominantemente labradorítica, enquanto os de plagioclásios 2 tendem a andesina.

A formação dos cristais de hornblenda1 presentes nos piroxenitos, que não estão em equilíbrio com os feldspatos, é associada ao reequilíbrio mineralógico atingido durante a fase de metamorfismo regressivo. Posteriormente, houve a fase de mineralização principal, onde predominaram alterações dos tipos pervasiva e brechóide, associadas a estruturas dúcteis como sigmóides (observados em lâmina) e dobras (observadas em afloramento), além da presença local de foliação.

Os minerais representantes desta fase são: diopsídio, microclina, muscovita, serpentina, flogopita 1, quartzo 1, pirita 1, plagioclásio 2, hornblenda 2, calcopirita 2, bornita 2, magnetita 2 e tardiamente a pirrotita. Estão associados aos litotipos quartzo- e andesina-microclinitos, bem como a andesina-hornblenda-diopsiditos.

Posteriormente, houve a fase de alteração tardia associada a vênulas, sem remobilização de minerais de cobre. Associadas a esta fase encontram-se as estruturas dúctil-rúpteis (principalmente zonas de cisalhamento e S/C’s), que são contemporâneos a tardios em relação à mineralização principal (associada a andesina-hornblenda-diopsiditos), sericita1, flogopita 2, clorita 1 (localmente formando sigmóides), pirita 2 e pulsos tardios de quartzo 1 e magnetita 2.

Durante a última fase, marcada pela alteração fissural (fraturas, estruturas rúpteis e rúptil-dúcteis), ocorreu a remobilização de sulfetos de cobre, sendo por isso denominada como fase de mineralização tardia. Nesta etapa houve formação de calcita, quartzo 2, clorita 2, sericita 2, epídoto 2, magnetita 3, calcopirita 3, pirita 3, e, tardiamente formação de hematita.

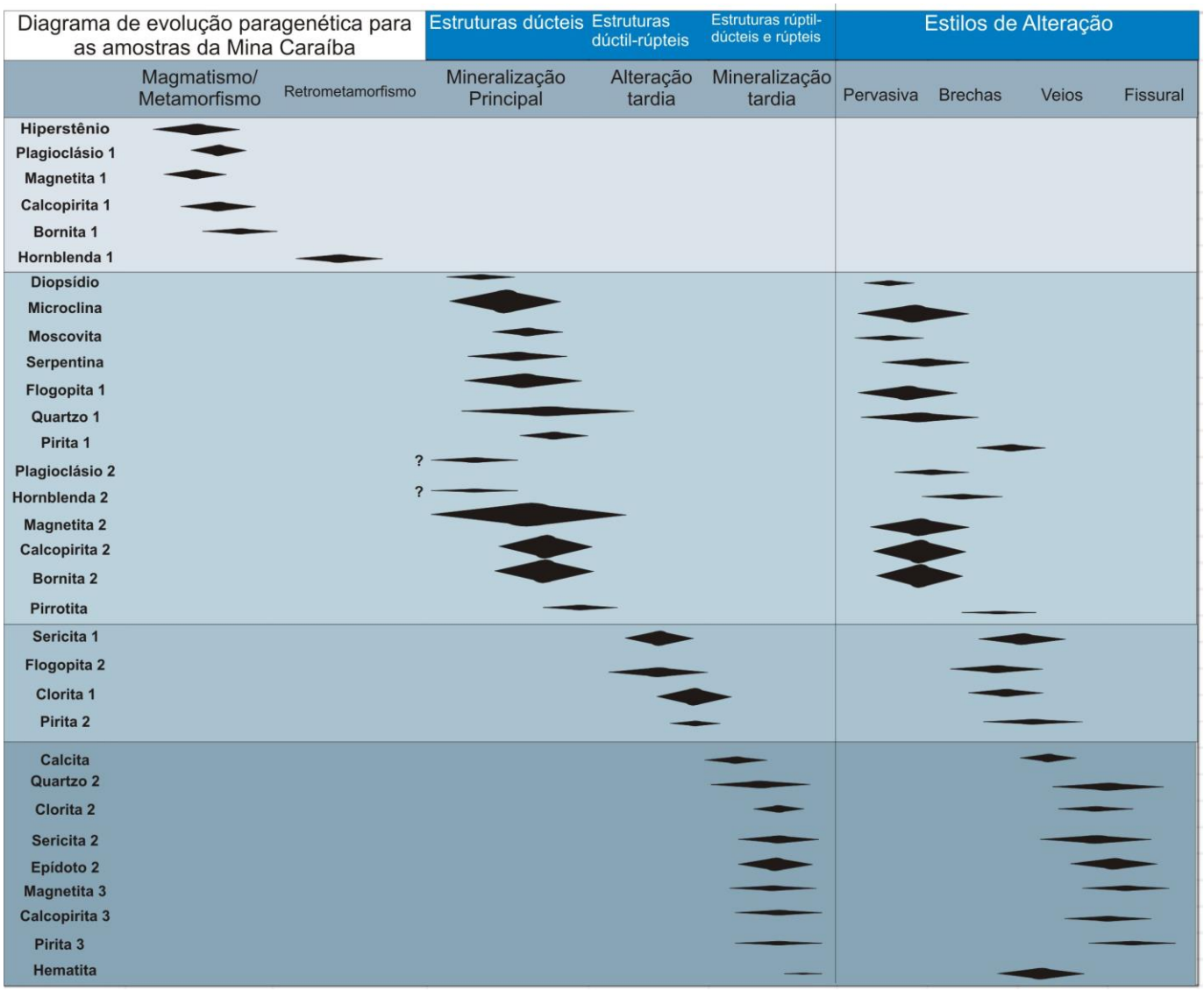


Figura IV.4: Diagrama de evolução paragenética para as amostras da Mina Caraíba.

IV.2 GEOLOGIA E PETROLOGIA DA MINA DE SURUBIM

A mina de Surubim localiza-se cerca de 30 km a norte da mina Caraíba, em território do município de Curaçá. Assim como na mina Caraíba, esta jazida também é apresenta algum minério oxidado em superfície, embora os teores médios de cobre no minério sulfetado sejam inferiores àqueles observados na mina pioneira.

A lavra começou no ano de 2010, com a mina a céu-aberto e no ano de 2012 começou a ser implantada a mina subterrânea. Nos mapas regionais, os depósitos aparecem associados a rochas metamórficas de alto grau, ortoderivadas, do Complexo Caraíba. Mapas de maior detalhe confeccionados pelos geólogos da Mineração Caraíba S.A., delimitam

noritos e piroxenitos intrudidos na unidade informal denominada Gnaisse Surubim, como principais litotipos aflorantes na área.

Esta unidade engloba rochas supracrustais metamorfisadas nas fácies anfibolito e granulito, gnaissificadas e localmente migmatizadas (Foto IV.42). São associados paragnaisses, paragnaisses migmatíticos, anfibolitos, quartzitos e mármores, além de rochas ricas em plagioclásio e anfibólio, possivelmente derivadas de protólitos sedimentares cálcico-silicáticos (Foto IV.43).

Os paragnaisses e paragnaisses migmáticos com bandas claras e escuras, são os litotipos encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos, predominantes na área da mina. As bandas claras são compostas por feldspato potássico, quartzo, muscovita e granada, as escuras são ricas em plagioclásio, anfibólio, biotita e sillimanita.

Foto IV.42: Afloramento dos paragnaisses Surubim, exibindo feições de migmatização, cerca de 3 km a sul da mina de Surubim. Visada para N240.

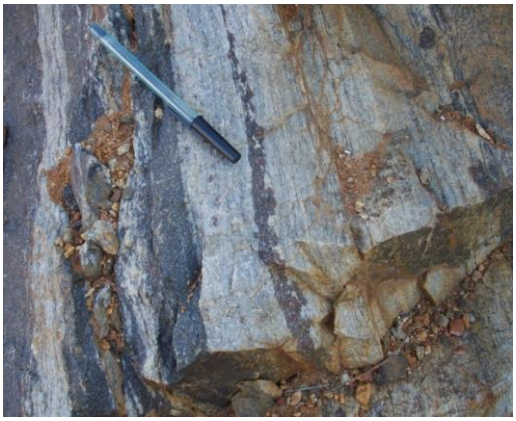


Foto IV.43: Detalhe dos paragnaisses Surubim exibindo concentração de granada em uma banda félsica.

Intrudidos nesta unidade ocorrem corpos de norito, metagabro, flogopitito (principais hospedeiros das mineralizações), além de granitóides que intrudem as rochas anteriormente citadas. Da mesma forma como na área da Caraíba, apresentam composição média monzo a sienogranítica, com pegmatitos associados. Não são observados corpos de piroxenito, como é comum na área da mina mais antiga, porém, por vezes, ocorrem pequenos níveis preservados ricos em hiperstênio.

IV.2.1 CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA

Os **flogopititos** mostram granulação grossa e coloração acastanhada a enegrecida/acinzentada. Principais hospedeiros das mineralizações, ocorrem com formas sigmoidais de escala decamétrica orientados aproximadamente N-S (eixo maior), e envolvendo núcleos de metabásicas, geralmente estéreis (Foto IV.44).

É possível observar a abundância da flogopita de coloração castanha, em várias tonalidades, que conferem as principais características dessas rochas. Em muitos locais, é possível observar uma foliação impressa sobre a rocha, por vezes deformada por dobramentos, adquirindo uma característica friável.

Podem também ser observadas porções centimétricas com cristais de piroxênio preservados, alem de cristais de quartzo e microclina, especialmente em zonas de contato com granitóides, e granada, que ocorre em maior concentração próximo ao contato com os metagabros.

Os **metagabros**, referidos na mina como metabásicas, são rochas de granulação fina a média, coloração acinzentada a esverdeada, que ocorrem como *poods* envoltos pelos flogopititos. São compostos por cristais de plagioclásio, piroxênio, epídoto com quantidades menores de quartzo, flogopita e microclina. Em regiões de contatos com granitóides, pegmatitos ou flogopititos, exibem granada como um importante componente mineralógico.

Uma variação faciológica destas rochas são os **metanoritos**, que apresentam uma composição mineralógica similar, porém com maiores teores de piroxênio em relação ao plagioclásio. Da mesma forma, a presença de flogopita é mais expressiva e a de epídoto menos do que aquela observada nos metagabros. Apresentam granulação fina a média, cor cinza clara a escura.

Os **granitóides** que afloram na área da mina, e são descritos em testemunhos de sondagem, apresentam a composição predominantemente sienogranítica, localmente passando a monzogranítica. São rochas de granulação grossa, apresentando coloração rosada a esbranquiçada, compostas por microclina, quartzo, plagioclásio (menores teores), biotita e magnetita. Veios pegmatíticos ocorrem associados a estes corpos, basicamente compostos por cristais centimétricos de microclina e quartzo. A principal feição de alteração hidrotermal observada em Surubim é a flogopitização, que ocorre de forma pervasiva, responsável pela formação de flogopititos maciços. A flogopita ocorre também sob ~~a~~ forma de veios nos metagabros e metanoritos. Na zona de contato entre os flogopititos e os *poods* de metabásicas,

é possível notar a auréola de alteração, rica em flogopita e epídoto, além dos supracitados veios, que são mais frequentes nessas regiões. Da mesma forma, é possível notar que o teor de magnetita é muito superior nas porções preservadas do que nos flogopititos que as envolvem.

Em regiões de contato com granitóides ocorre substituição dos minerais máficos por microclina, quartzo e plagioclásio. Porém nem sempre de forma extensiva o suficiente para formar litotipos ricos nestes minerais como os quartzo-microclinitos que ocorrem na região da mina Caraíba.

As zonas de alteração ricas em plagioclásio e quartzo são mais distinguíveis e distais ao minério (Foto IV.45), enquanto as zonas ricas em microclina, ocorrem mais associadas às proximidades dos flogopititos ou de pegmatitos nas rochas máficas.

Observa-se epidotização, que ocorre de forma pervasiva e seletiva nas porções mais ricas em plagioclásio. Da mesma forma, nestas porções observa-se a presença de cristais de granada, disseminados, possivelmente formados como resultado das reações metassomáticas associadas à perda sin-metamórfica de sílica. Em alguns locais não existe mais preservação dos plagioclásios, e associação das granadas com a flogopita e a magnetita é frequente.

Ocorrem veios de sericita, quartzo-sericita, e epídoto, predominante nos metagabros e metanoritos, mas também observados nos flogopititos. Parte dos veios está diretamente associado a estruturas rúpteis, especialmente aqueles que chegam ao embasamento. Brechas hidrotermais estão também presentes. Em sua maioria têm sua matriz cimentada por quartzo, por vezes com microclina associada, ou com cimento sulfetado (predominante) e quartzo.

Com base nas características previamente descritas, foi possível estabelecer uma sucessão-modelo para as alterações observadas na mina de Surubim: núcleo de rocha metamáfica pouco alterada → zona rica em granada → vênulas de sulfetos → flogopitito com minério disseminado → predomínio de microclina → plagioclásio e quartzo (Figura IV.5).

Concentrações elevadas de granada também são observadas nos flogopititos, embora sejam mais comuns nas rochas cujos protólitos apresentam maiores teores de plagioclásio (Foto IV.46). A prinicipal forma de ocorrência das mineralizações é como disseminações de calcopirita (principalmente) nos flogopititos, com concentrações subordinadas de pirita, bornita, e pirrotita (Foto IV.47). Nos metagabros, metanoritos e, por vezes, nos flogopititos, ocorrem veios centimétricos ricos em calcopirita com quartzo e quartzo-sericita, normalmente em regiões próximas de granitos ou pegmatitos (Foto IV.48 e

49). Os veios tardios, que algumas vezes cortam as rochas encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos, apresentam espessuras menores.

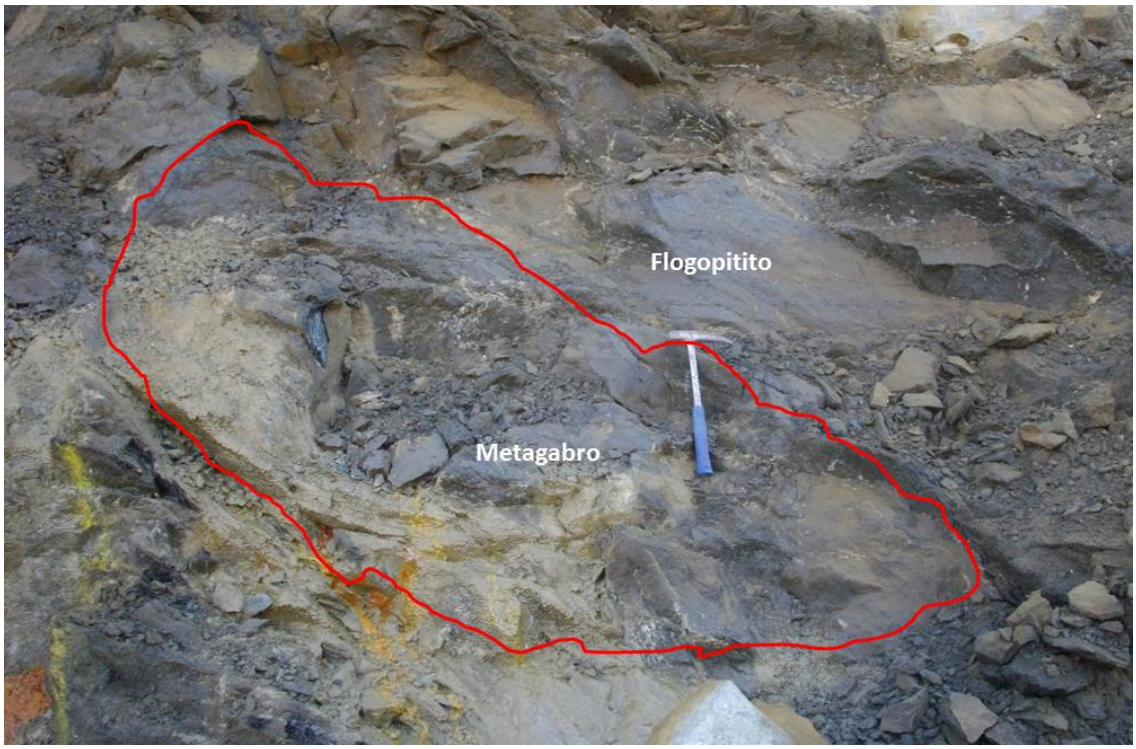


Foto IV.44: Exposição do contato entre flogopitito e *pood* de metagabro, porção norte da mina de Surubim. Visada para oeste.

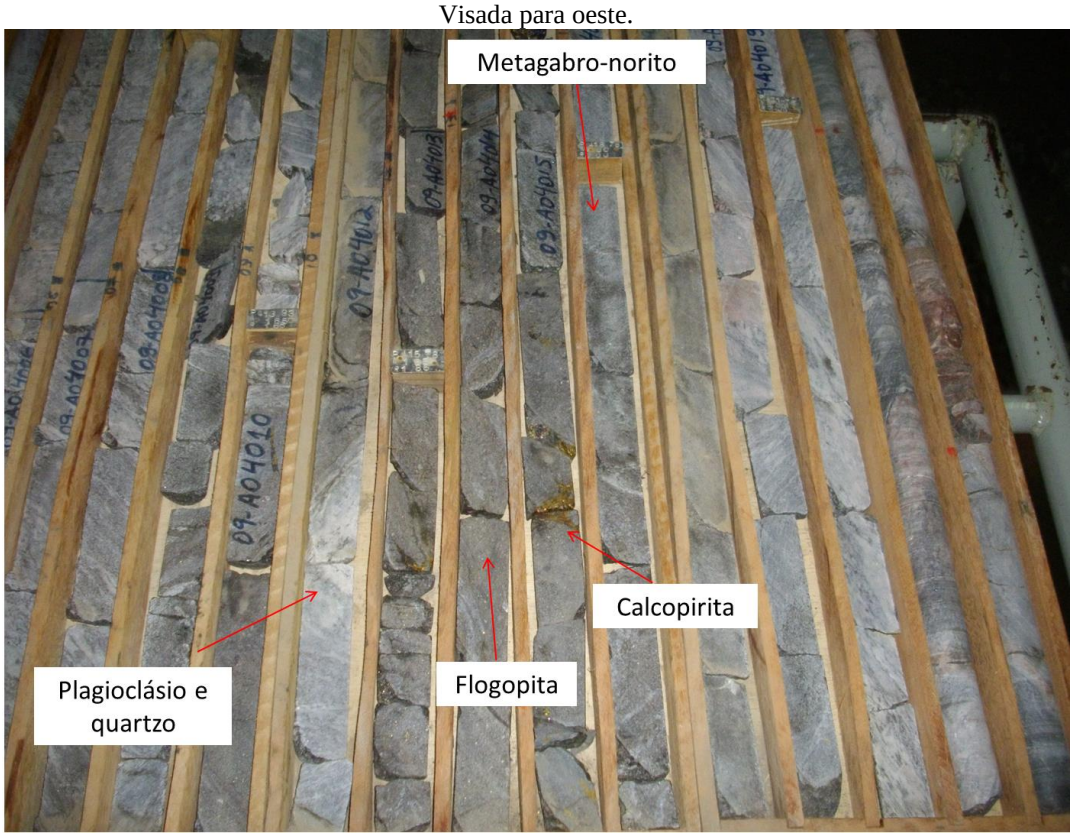


Foto IV.45: Testemunhos do furo FSBC-001 (entre 67 e 82 m), exibindo a configuração entre as zonas ricas em flogopita, plagioclásio e quartzo, bem como veios de calcopirita.

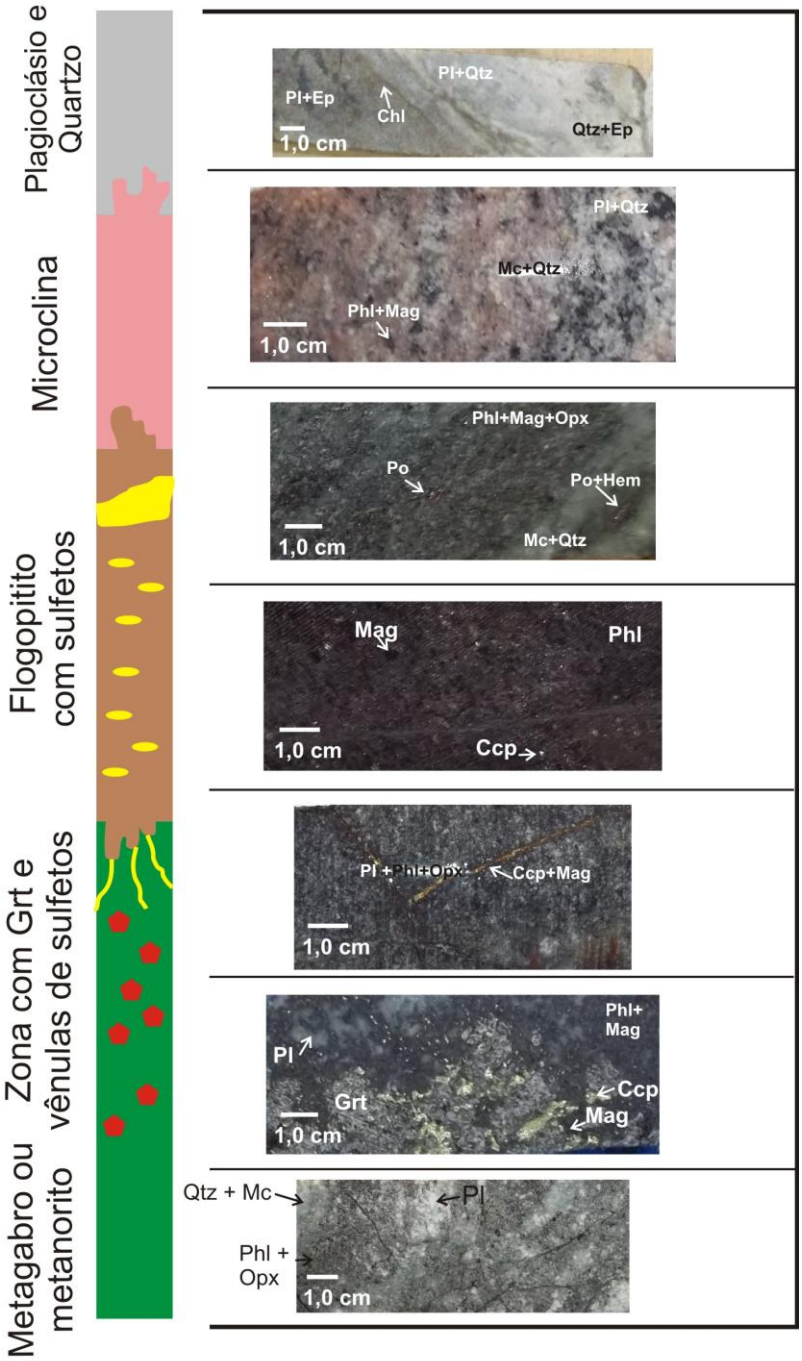


Figura IV.5: Perfil representando as principais formas de alteração hidrotermal descritas em Surubim, segundo o observado na mina, e nos furos FSBC-001, FSDC-001 e FSEX-006.

Registra-se a presença de brechas hidrotermais compostas por quartzo, calcopirita e pirita, que podem compor o cimento a depender da concentração destes minerais. Em

concentrações superiores, os sulfetos ainda formam bolsões que dificilmente chegam à escala métrica.

Foto IV.46: Cristais de granada vermelha em amostra de mão de flogopitito da mina de Surubim.

Foto IV.47: Disseminações de calcopirita em flogopitito da mina de Surubim.

Foto IV.48: Amostra de mão do contato entre metagabro e flogopitito. São observadas vênulas de flogopita e pirita migrando do flogopitito para o metagabro.

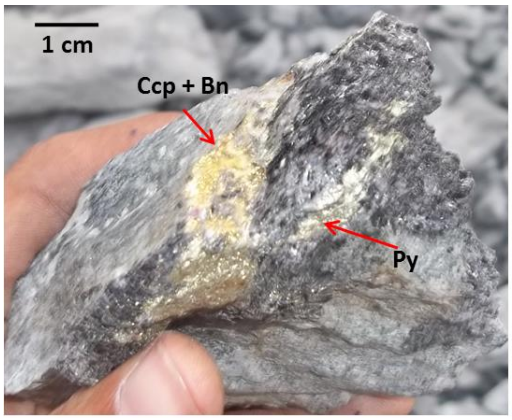


Foto IV.49: Vênulas de calcopirita e bornita, e pirita, em flogopitito da mina de Surubim.

IV.2.2 CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA

A seguir apresenta-se o resumo das características observadas ao microscópio das seções polido-delgadas descritas para a mina de Surubim. Foram confeccionadas 9 seções representativas dos seguintes litotipos: flogopititos, metanoritos, metagabros granitos e pegmatitos, abrangendo as zonas de contato entre algumas destas rochas. A análise modal destas seções, bem como a denominação para estas, adotada com base em critérios mineralógicos e texturais, está sintetizada na Tabela IV.2.

As seções de **flogopititos** exibem, em sua maior parte, textura granoblástica decussada, marcada pelos cristais de flogopita não orientados, embora a maior parte das

amostras de mão exiba alguma foliação incipiente. Localmente é observada textura lepidoblástica, representando a orientação destes minerais, que mostram pleocroísmo intenso, variando de castanho avermelhado a castanho escuro (Foto IV.50).

SURUBIM		Mineralogia																	
Seção	**Den. Macroscópica**	**Opx**	**Pl**	**Mc**	**Qtz**	**Phl**	**Ep**	**Chl**	**Ser**	**Ms**	**Alm**	**Grs**	**Mag**	**Ccp**	**Bn**	**Cbn**	**Py**	**Po**	**Hem**
FSBC-001 (28.35)	Flogop./Pegmatito	13		22	6	18							12	1			2	16	10
FSBC-001 (51.07)	Metabásica	15	32	25	5	4	tr		8				4	3	1		3		
FSBC-001 (78.98)[1]	Flogopitito	1			3	85								7	4				
FSBC-001 (79.30a)[1,2]	Grt-Metabásica		12	3	3	15			6		11	2	8	18	16	1	5		
FSBC-001 (79.30b)[1,3]	Grt-Metabásica		18			14		tr	8		26	6	2	22	4				
FSCD-001 (26.00)[1]	Norito	6	18		14	10			4				10	25	9		4		
FSCD-001 (43.55)	Norito/Pegmatito	18	18	27		30							2		5				
FSEX-006 (204.35)[2]	Granito/Norito		5	42	22	8	3			18			2				tr		
FSEX-006 (215.50)	Norito	12	24	14	25	11			5				5	1			3		

Tabela IV.2: Análise modal para as seções polidas-delgadas descritas de Surubim. Opx: ortopiroxênio; Hyp: hiperstênio; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; Phl: flogopita: Ep: epídoto; Chl: clorita; Ser: sericita; Ms: moscovita; Grt: granada; Alm: almandina; Grs: grossulária; Mag: magnetita; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Cbn: cubanita; Py: pirita; Po: pirrotita; Hem: hematita. 1 – amostras analisadas para isótopos de enxofre; 2 – amostras analisadas por MEV; 3 – amostras analisadas por microssonda eletrônica.

Os cristais de flogopita variam de 0,8 a 3,2 mm, são idioblásticos (localmente subidioblásticos) e mostram contatos predominantemente retos, por vezes curvos, com cristais de microclina, plagioclásio, granada, quartzo e opacos. Quando em contato com cristais de hiperstênio, tendem a apresentar-se embaiados a interlobados, indicando a relação de substituição da mica com o ortopiroxênio (Foto IV.51). O intercrescimento entre a calcopirita, a magnetita e a flogopita é frequente.

Os cristais de hiperstênio presentes nestas amostras ocorrem como relictos, com contatos irregulares, exibindo frequente substituição por flogopita ou sericita ao longo de planos de clivagens. Não exibem pleocroísmo, e apresentam cristais subidioblásticos a xenoblásticos, fazendo contatos retos, curvos, lobados, embaiados e interlobados com os supracitados minerais além dos feldspatos e quartzo.

O quartzo é uma fase mineral frequente nessas rochas, ocorrendo em maior ou menor quantidade, por vezes associado com microclina, ou nos interstícios das porções mais ricas em flogopita. Forma cristais subidioblásticos a xenoblásticos que às vezes exibem extinção ondulante. A presença de feldspatos nestas rochas está diretamente associada às zonas de contatos com granitóides ou pegmatitos, minerais que aparentam estar em equilíbrio com a flogopita.

Os cristais de magnetita presentes nos flogopititos ocorrem como disseminações subidioblásticas entre os cristais de flogopita, quartzo e microclina, muitas vezes intercrescida com estes. A calcopirita é o mineral sulfetado predominante, ocorrendo sob a forma de

cristais xenoblásticos a subidioblásticos, ocorrendo intercrescidos com a flogopita, por vezes ocupando os planos de clivagem da mesma (Foto IV.52).

Localmente, observam-se cristais xenoblásticos de bornita, sempre associados a concentrações de calcopirita. Cristais subidioblástios a xenoblásticos de pirita e pirrotita ocorrem associados à calcopirita em porções restritas associadas a cristais de quartzo, microclina e flogopita (Foto IV.53). Também ocorrem veios de quartzo e sericita com disseminações de pirita, calcopirita e magnetita.

Metagabros e **metanoritos** são compostos de plagioclásio, hiperstênio, granada, calcopirita, bornita, magnetita~~,~~ ± flogopita~~,~~ ± microclima ± quartzo~~,~~ ± sericita e, localmente, pirita e epídoto. Observa-se textura granoblástica granular, marcada por cristais de hiperstênio, plagioclásio e granada, localmente com microclina e quartzo (Foto IV.54). Os teores de hiperstênio são mais elevados nos metanoritos que não contêm-granada.

Os cristais de hiperstênio ocorrem como relíquias da alteração, apresentando-se não pleocróicos~~,~~ no geral~~,~~ e, localmente, exibindo pleocroísmo variando do incolor ~~ao~~ a vermelho e verde-claro. São, no geral, xenoblásticos, localmente apresentando-se subidioblásticos, onde estão mais preservados (Foto IV.55). Fazem contatos curvos, retos e embaiados com os cristais de plagioclásio, granada, flogopita, microclina, quartzo, calcopirita e magnetita.

Os plagioclásios apresentam geminação albita e albita-Carlsbad, por vezes ocorrendo não geminados e frequentemente saussuritizados, subidioblásticos a xenoblásticos. Fazem contatos retos e curvos com os cristais de microclina, quartzo, granada, flogopita e os opacos. Foram observados dois grupos, um com composição mais labradorítica e outro andesínica. O último, com formas não tão bem definidas, é entendido como resultado da ação metassomática. Os cristais de andesina possuem associação frequente com granada e quartzo, nem sempre observada nas labradoritas, mais associadas ao hiperstênio.

Os cristais de granada podem ser separados em dois grupos: o primeiro, mais abundante, é composto por cristais incolores, em geral poligonais que atingem a dimensão de ~~a~~ 2,4 mm, pertencentes à série almandina-piropo; o segundo é formado por cristais verdes com formas alongadas a indefinidas, que atingem no máximo a 0,4 mm, identificados e confirmados por análises de química mineral como grossulária (Foto IV.56).

Os cristais de flogopita são mais abundantes nas zonas de contato com pegmatitos, estando associados às porções da seção mais ricas em hiperstênio, ao qual fazem contatos embaiados, ou ocupam planos de fratura e contatos entre estes cristais. Apresentam

pleocroísmo variando de castanho claro a castanho avermelhado, e mostram contatos retos com cristais de microclina, plagioclásio e quartzo.

A ocorrência de microclina e quartzo é frequente, especialmente nas proximidades de pegmatitos, onde podem estar presentes porções ricas desses minerais, com textura granoblástica poligonal. Os cristais de microclina exibem geminação tartan, são subidioblásticos a idioblásticos, assim como os cristais de quartzo, que localmente exibem extinção ondulante.

A presença de sericita foi observada, por vezes ocorrendo como massas (localmente com muscovitas) associadas a feldspatos, quartzo e flogopita (Foto IV.57). Também podem ocorrem sob a forma de vênulas, com quartzo e epídoto (por vezes com minerais opacos), que cortam a matriz hiperstênio-feldspato-quartzo, muitas vezes nas clivagens do piroxênio e dos feldspatos, onde podem se concentrar nas zonas de contato (Foto IV.58).

Cristais xenoblásticos a idioblásticos de magnetita ocorrem nas seções de metagabros e metanoritos, em associação íntima com os sulfetos (Foto IV.59) ~~e~~, muitas vezes~~,~~ com a presença da flogopita. Os cristais podem ocorrer disseminados entre o hiperstênio e o plagioclásio, por vezes associados à microclina, nos contatos, clivagens e intercrescidos com a flogopita, ou ainda, sob a forma de vênulas de quartzo-sericita, por vezes com concentrações de calcopirita e, menos comumente, pirita. Localmente observa-se substituição da magnetita pela hematita, geralmente obedecendo a contatos e planos de clivagem.

Assim como nos flogopititos, a calcopirita é o principal mineral de minério de cobre, podendo ocorrer intercrescida com a bornita, magnetita, granada, flogopita, muscovita ou quartzo (Foto IV.60). Sob a forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos, a calcopirita ocorre principalmente disseminada nos contatos e clivagens da flogopita e granada, por vezes associada a quartzo, muscovita e microclina.

Em uma das seções de metagabros, foi documentada a presença de cubanita, associada aos outros sulfetos cupríferos, associado a uma matriz granoblástica constituída por andesina, quartzo, flogopita, muscovita e granada (Foto IV.61). Associados a calcopirita, andesina e granada, ocorrem cristais de pirita, xenoblásticos a idioblásticos, disseminados ou sob a forma de vênulas.

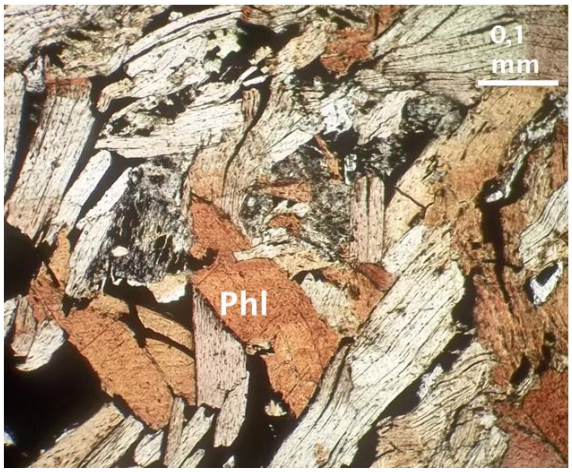


Foto IV.50: Flogopita intercrescida com calcopirita, seção FSBC-001 (78.98) - flogopitito, luz plana.

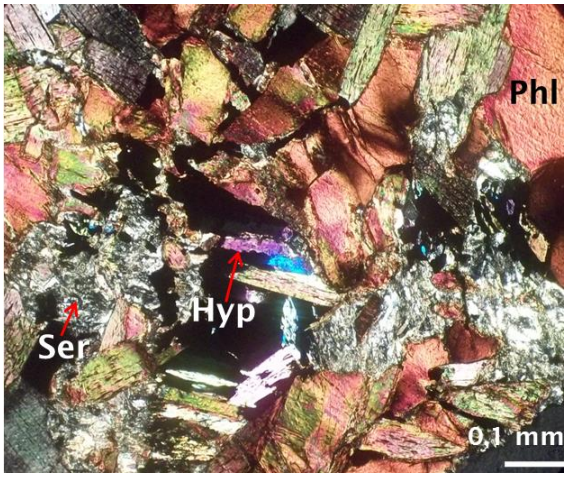


Foto IV.51: Relictos de hiperstênio, sendo substituídos por uma massa sericítica-flogopítica. Seção FSBC-001 (78.98) - flogopitito. Observação sob nicóis cruzados.

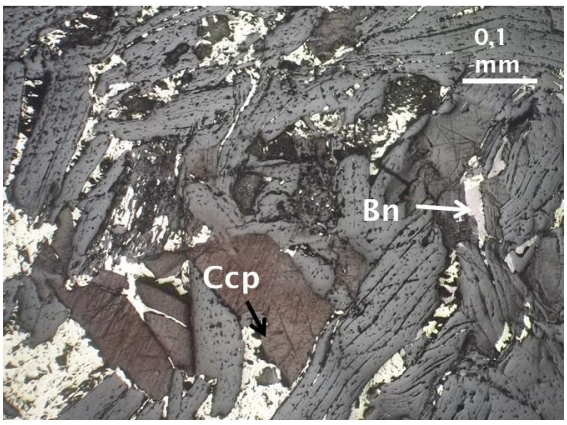


Foto IV.52: Mesmo campo da Foto 50, com observação em luz refletida. É possível notar o intercrescimento de calcopirita e bornita com a flogopita, inclusive nas clivagens da mica.

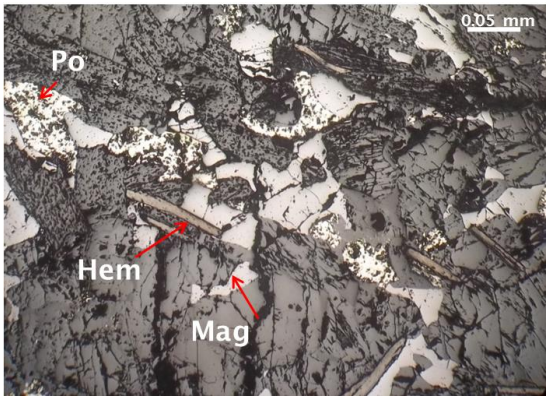


Foto IV.53: Intercrescimento entre magnetita, pirrotita, flogopita (alguns cristais hematitizados) e microclina substituindo cristais de hipsertênio. seção FSBC-001 (28.35) – contato entre flogopitito e pegmatito, luz refletida.

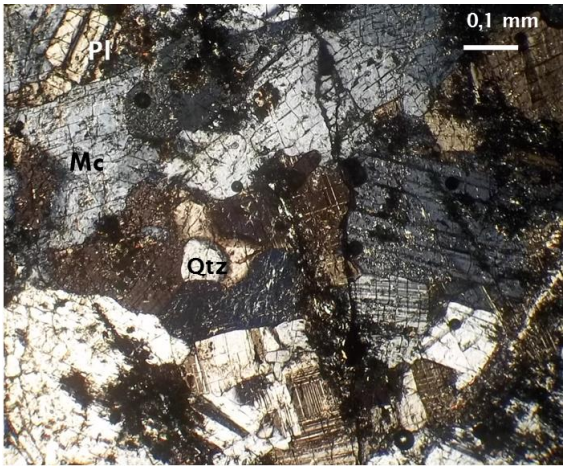


Foto IV.54: Plagioclásio, microclina e quartzo associados à pirita e calcopirita com vênulas de sericita FSBC-001 (51.07) - Metanorito, nicóis cruzados.

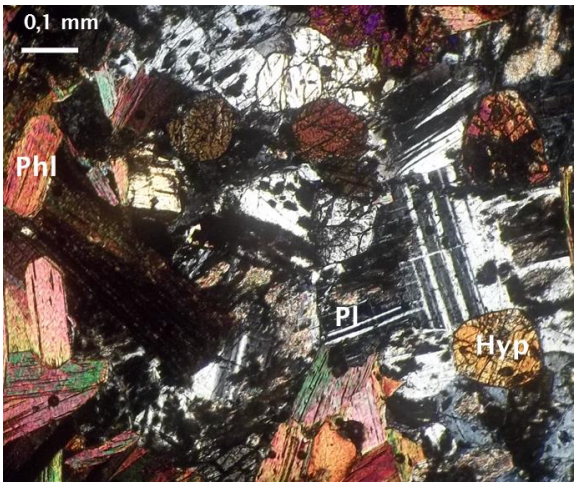


Foto IV.55: Hiperstênio substituído por plagioclásio e flogopita seção FSDC-001 (43.55) – contato entre metanorito e pegmatito, nicóis cruzados.

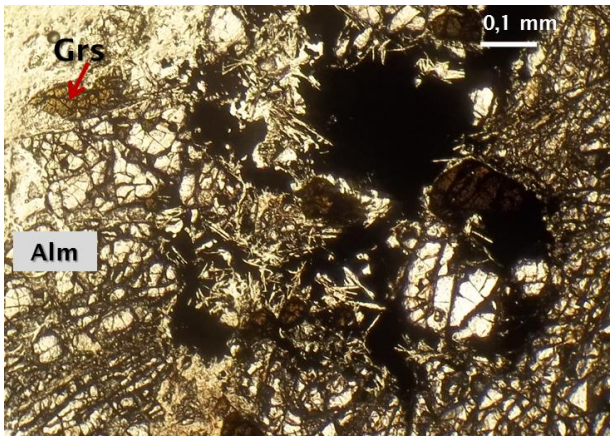


Foto IV.56: Almandina e grossulária envolvidas por intercrescimento de calcopirita, magnetita e moscovita seção FSBC-001 (79.30b) – sericita flogopita andesina granadito, luz plana.

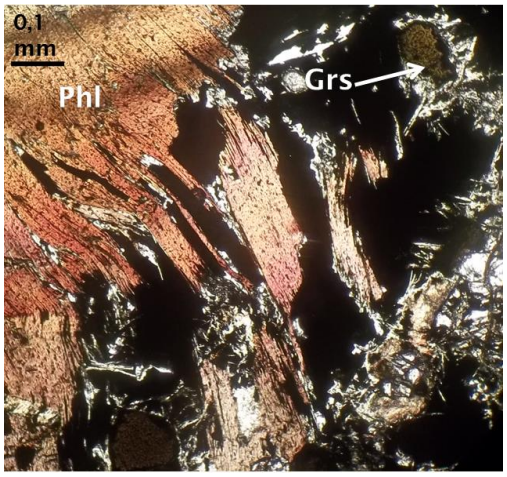


Foto IV.57: Flogopita e moscovita intercrescidas com calcopirita envolvendo grossulária, seção FSBC-001 (79.30b), luz plana.

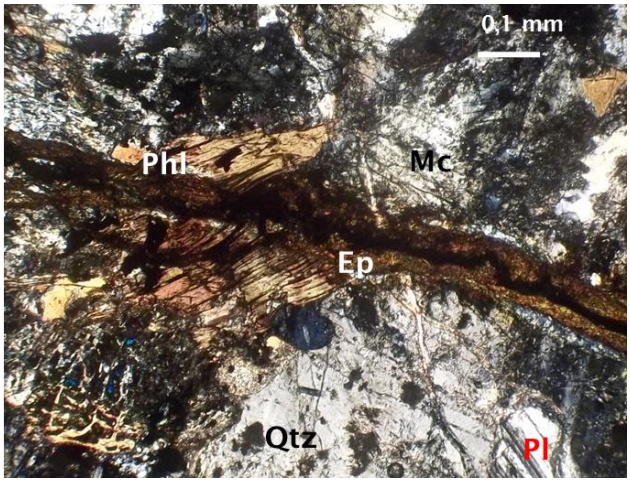


Foto IV.58: Vênula de epídoto e hematita truncando sigmóide destral de flogopita com plagioclásio e microclina sericitizados FSBC-001 (51.07) – metanorito, nicóis cruzados.

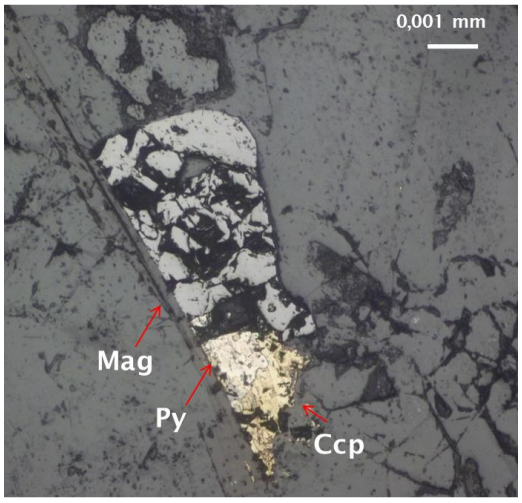


Foto IV.59: Magnetita em contato com pirita, que substitui a calcopirita seção FSEX-006 (215.50) – metanorito, luz refletida.

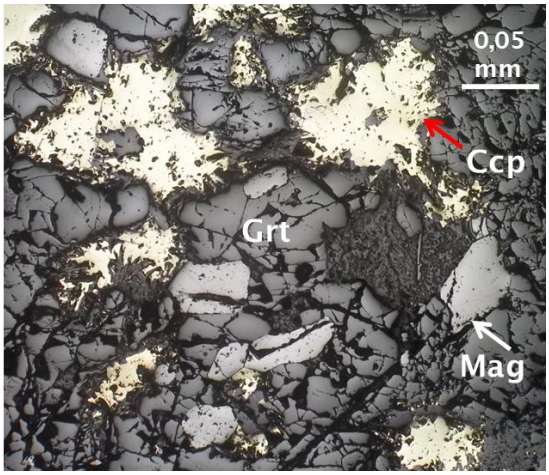


Foto IV.60: Granada associada à calcopirita e magnetita. Luz refletida, seção FSBC-001 (79.30a) – sericita andesina granada flogopitito, nicóis cruzados.

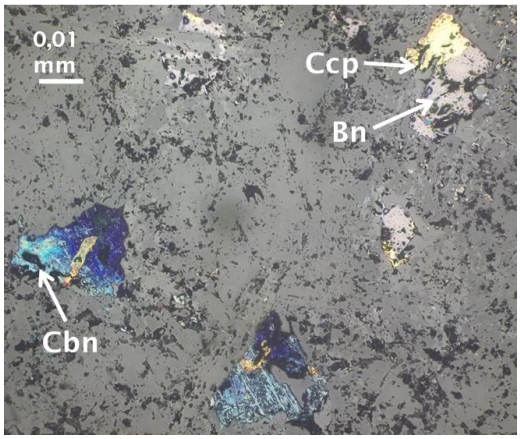


Foto IV.61: Cubanita associada à calcopirita e bornita, seção FSBC-001 (79.30a), luz refletida.

Os **pegmatitos** são compostos por microclina, plagioclásio, quartzo e muscovita. Apresentam uma matriz com textura granoblástica granular a poligonal, composta por cristais de quartzo e feldspatos, e decussada devido à falta de orientação observada nos cristais de muscovita.

Os plagioclásios, com geminação albita e albita-Carlsbad, apresentam teores de anortita que permite identifica-los como andesina. São subidioblásticos a idioblásticos. A microclina, predominantemente idioblástica quando em equilíbrio com a moscovita, muitas vezes é substituída por esta, apresentando forma xenoblástica, com contatos embaiados. A moscovita apresenta leve pleocroísmo, do incolor ao verde claro e faz contatos predominantemente retos, a não ser quando substitui a microclina, plagioclásio ou hiperstênio, no caso do contato com uma rocha máfica, quando exibe contatos embaiados.

IV.2.3 EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA

A sucessão paragenética estabelecida para a mina de Surubim com base em estruturas macro- e microscópicas observadas, além de texturas e contatos mineralógicos, está sintetizada na Figura IV.6. Nela constam associações com estruturas e estilos e fases de mineralização e alteração hidrotermal.

Como fases minerais formadas durante o magmatismo e reequilibradas durante o metamorfismo progressivo, ocorrem cristais de hiperstênio, plagioclásio 1 (labradorita), magnetita 1 e bornita 1, almandina e grossulária (ainda são observados relictos, diferente da calcopirita). Estes são parcial ou totalmente substituídos pelos minerais da fase de mineralização principal, que estão associados a estruturas dúcteis e dúctil-rúpteis como a foliação, sigmoides e zonas de cisalhamento.

Constituindo uma alteração predominantemente pervasiva com substituição seletiva, disseminações e brechas, os minerais desta fase são: flogopita 1, microclina, quartzo 1, plagioclásio 2 (andesina), sericita 1, calcopirita 1, pirita 1, magnetita 2, bornita, cubanita e pirrotita.

Sobrepondo-se à mineralogia desta fase, estão os minerais da fase de mineralização tardia, associados a estruturas rúptil-dúcteis e rúpteis, como falhas, veios e fraturas (alteração fissural). Ocorrem os cristais de flogopita 2, quartzo 2, sericita 2, muscovita, epídoto, calcopirita 2, pirita 2, clorita e hematita.

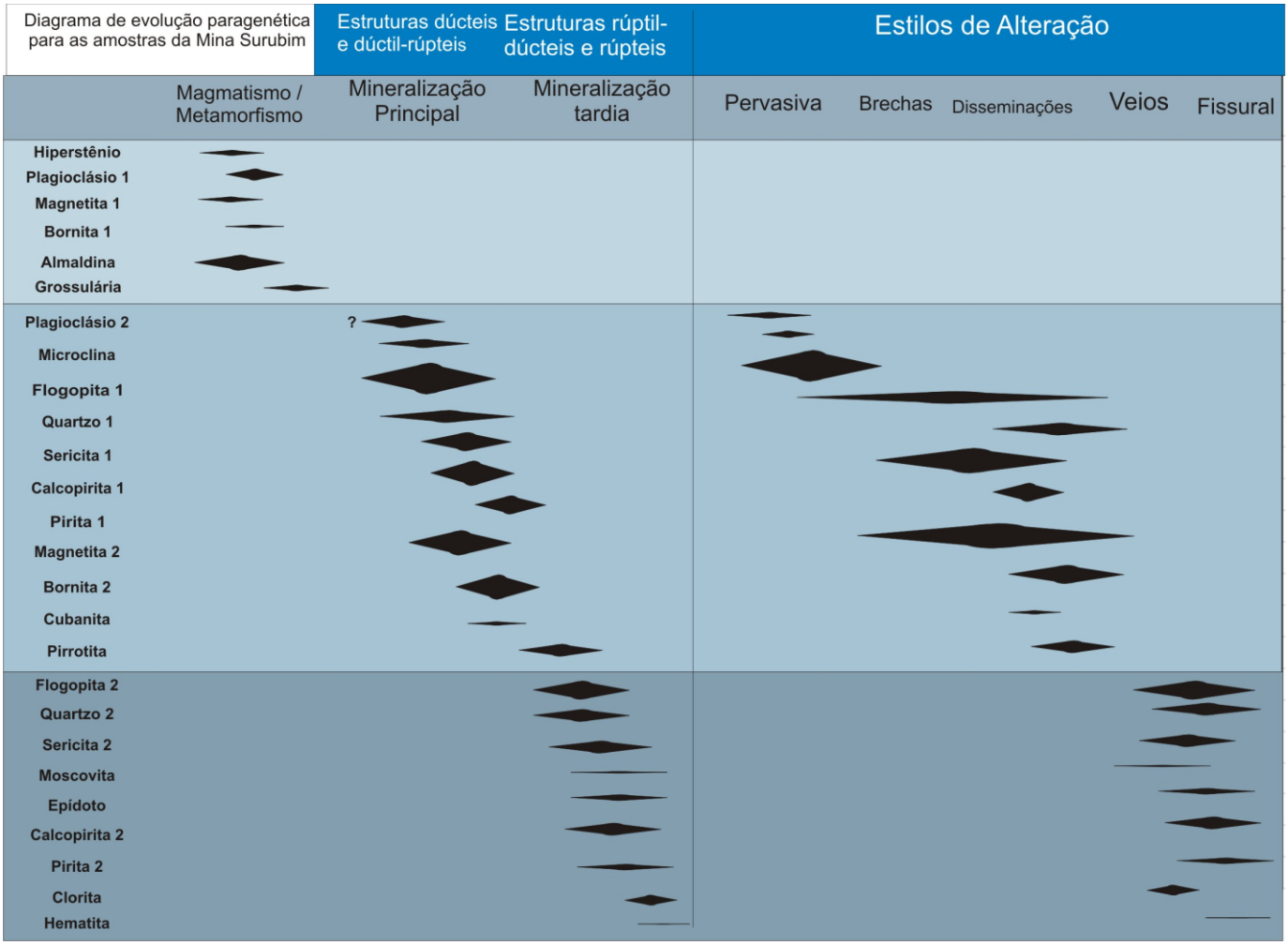


Figura IV.6: Diagrama de evolução paragenética para as amostras da Mina Surubim.

IV.3 GEOLOGIA E PETROLOGIA DO DEPÓSITO DE VERMELHOS

O depósito fica mais a norte, localizado a cerca de 40 km a noroeste de Surubim (cerca de 90 km de Caraíba), no município de Juazeiro. Vermelhos, assim como Caraíba e Surubim, ocorre sob uma capa de minério oxidado. Este promissor prospecto, que deve ser lavrado a partir de 2014, apresenta bolsões de minério maciço ocorrendo de forma mais frequente do que nos demais, fazendo com que os teores sejam mais elevados que nos demais.

Nos mapas regionais, é o único dos quatro depósitos que está associado às supracrustais metamorfisadas do Complexo Tanque Novo-Ipirá. Nos mapas elaborados pela equipe da Mineração Caraíba S.A., estão associados à unidade informal denominada de Gnaisses Bandados Arapuá. É representada por paragnaisses bandados, ricos em granada, com intercalações de cálcico-silicáticas.

O depósito é subdividido nos corpos Norte, Sul, Oeste e Leste, que apresentam orientação geral N-S, assim como os demais depósitos, com alto mergulho predominando para oeste. Os corpos máfico-ultramáficos, hospedeiros das mineralizações, ocorrem intrudidos nos paragnaisses, deslocados para oeste em relação ao alinhamento principal dos corpos do Vale do Curaçá. Em Vermelhos ocorrem: piroxenitos, metanoritos, quartzo-microclinitos, andesina-microclinitos, além de corpos intrusivos de granitóides. É documentada a existência de níveis de ricos em barita, quartzo e pirita, de escala métrica, que truncam as hospedeiras.

IV.3.1 CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA

Os **hiperstenitos** apresentam coloração cinza escura, esverdeada a acastanhada e granulação fina a média. São compostos basicamente por cristais de piroxênio, hornblenda e magnetita, com teores menores de flogopita, quartzo e microclina. Principais hospedeiros das mineralizações, apresentam estrutura maciça, muitas vezes interrompida por veios de minerais de alteração e de minério.

Os **metanoritos**, denominados pelos geólogos da Mineração Caraíba S.A. de metabásicas, são rochas maciças compostas por plagioclásio, hiperstênio, hornblenda, magnetita, quartzo e microclina, com concentrações locais de flogopita. Com coloração acinzentada, e granulação média a grossa, também são importantes hospedeiros de mineralizações cupríferas.

Os corpos de **granito**, que intrudem as demais unidades, são formados por rochas isotrópicas que apresentam coloração rosada a esbranquiçada e granulação média a grossa. Assim como os pegmatitos associados, apresentam composição média sienogranítica, sendo compostos principalmente por microclina e quartzo, com menores teores de plagioclásio, muscovita, biotita e magnetita.

Os principais minerais de alteração hidrotermal são flogopita, microclina, quartzo e, em menor quantidade, plagioclásio, serpentina, clorita, actnolita, epídoto e barita. Eles podem ocorrer de forma pouco extensiva, em veios e fissuras, onde ainda é possível reconhecer a rocha inalterada, como piroxenitos e metanoritos, ou, comumente configuram alteração pervasiva, obliterando totalmente os minerais da composição primária das rochas.

Onde existe predominância de quartzo e microclina, ocorrem os **quartzo-microclinitos** (metassomatitos), rochas de granulação grossa e coloração rosada a

esbranquiçada, que fazem contatos gradativos com as rochas ultramáficas. Apresentam disseminações de flogopita, magnetita, por vezes com relictos de hiperstênio, concentrados nas porções mais escuras, que exibem orientação incipiente, nem sempre observada nestas rochas.

Os **andesina-microclinitos** (metassomatitos básicos) são rochas anisotrópicas, sem orientação aparente, com porções acinzentadas, esverdeadas e rosadas, compostos por cristais de granulação fina a grossa. Com contatos gradativos com as rochas ultramáficas, compostas predominantemente por cristais de plagioclásio, microclina e quartzo, com menores teores de hiperstênio, serpentina, epídoto, sericita e flogopita. Estas rochas parecem apresentar plagioclásios de origem metamórfica (predominante) e hidrotermal, sugerindo as possibilidades de serem produtos da alteração potássica de uma rocha máfica ou de alteração sódio-potássica de uma rocha ultramáfica.

Assim como nas minas de Caraíba e Surubim, também é documentada a ocorrência de **flogopititos** no depósito de Vermelhos. São rochas de coloração castanha, por vezes escurecida ou avermelhada, granulação grossa, composta basicamente por cristais de flogopita em geral não orientados, podendo localmente mostrarr uma foliação incipiente. Fazem contatos gradativos com as rochas ultramáficas e, por vezes, ocorrem associadas aos quartzo- e andesina-microclinitos, podendo apresentar como minerais acessórios quartzo, microclina, hiperstênio e magnetita.

Por vezes, nas zonas de alteração pervasiva ou mais comumente nas áreas melhor preservadas, ocorrem veios de flogopita, quartzo-sericita, serpentina, clorita, epídoto. A flogopitização (com mais frequência) e a potassificação (em alguns casos) estão associadas à presença das mineralizações, caso que não é observado nos veios de serpentina, clorita e epídoto que, macroscopicamente, estão associados apenas à pirita.

Em um dos furos do depósito de Vermelhos Sul (FVS-85) foi descrita a ocorrência de níveis ricos em barita, quartzo e pirita (quartzo-barititos), que chegam à escala decamétrica e apresentam cor branca a verde claro, por vezes azulado. Estes níveis ocorrem trucando as hospedeiras das mineralizações, e apresentam porções compostas apenas por barita e outras onde este mineral coexiste o quartzo e a pirita, além de serem observados veios de quartzo, e cristais de magnetita e actnolita, hematitizados nos interstícios dos sulfatos.

A principal forma de ocorrência das mineralizações é como bolsões de bornita e calcopirita, com magnetita associada, maciças (Foto IV.62). Também ocorrem filões e brechas cimentadas por sulfetos, com magnetita, flogopita e quartzo (por vezes com pirita)

preferencialmente associados aos flogopititos, hiperstenitos e metanoritos, onde também ocorrem sob a forma disseminada, sugerindo a presença de uma fase primária, ortomagmática. Nos quartzo- e andesina-microclinitos ainda ocorrem sulfetos, especialmente nas zonas de transformação das rochas ultramáficas, normalmente associados a magnetita e flogopita e, secundariamente à microclina.

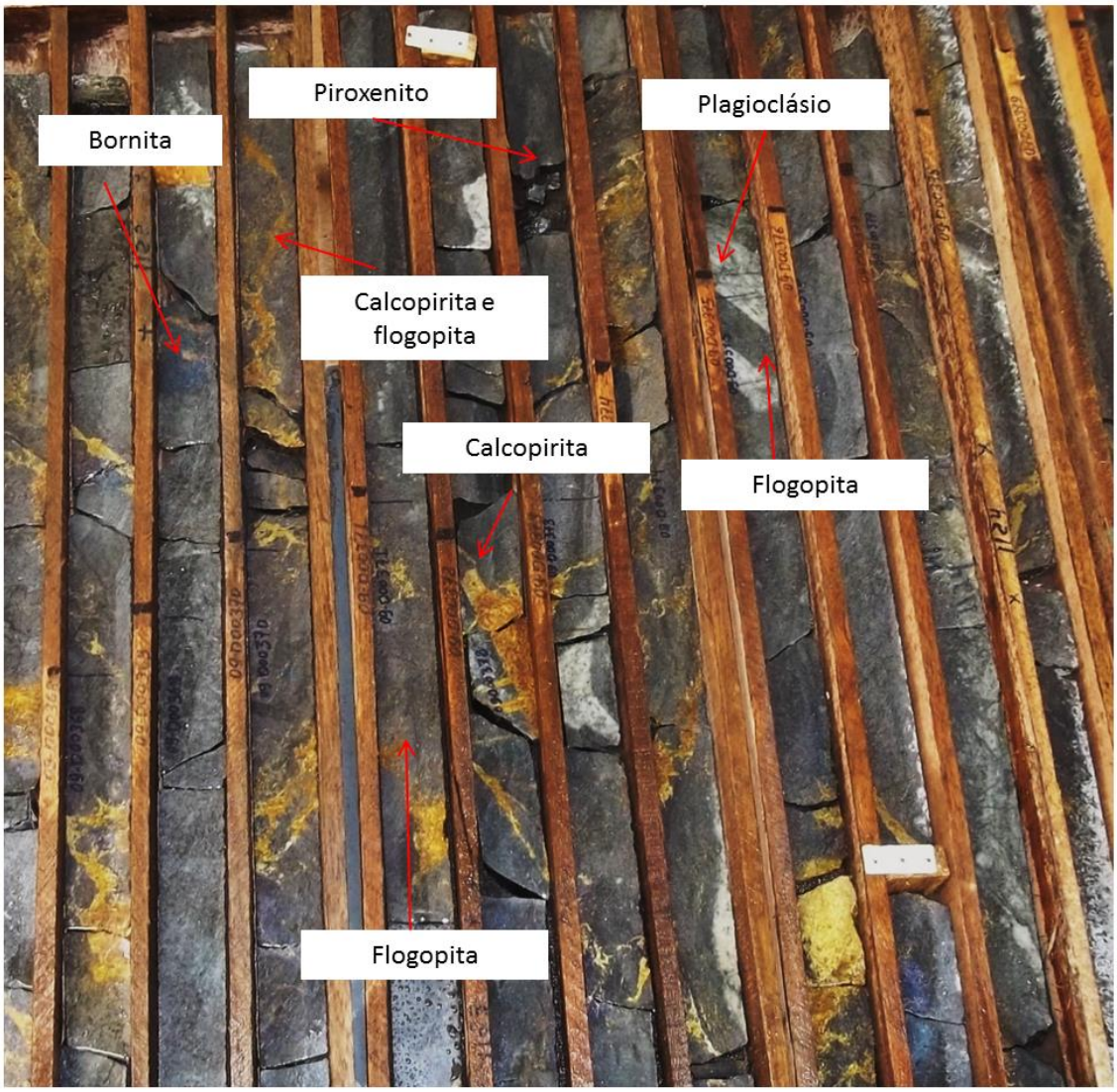


Foto IV.62: Testemunhos de sondagem do furo FVS-41, intervalo entre 205 e 215 m. Nestas amostras, de Vermelhos Sul, é possível observar a extensiva formação de flogopita e quantidades de sulfetos maciços.

Com base nos testemunhos de sondagem amostrados e nas características previamente descritas, foi possível estabelecer um perfil-tipo que represente as alterações observadas no depósito de Vermelhos. Partindo do horizonte máfico-ultramáfico, menos metassomatizado, é possível encontrar zonas com abundância de: magnetita → sulfetos de

cobre → flogopita → microclina → clorita, epídoto e pirita → plagioclásio e granada (Figura IV.7).

Da mesma forma, no furo FVS-85, onde foi observada a presença de barita, é possível estabelecer uma sequência, partindo da rocha menos metassomatizada, tem-se zonas com abundância de: quartzo→ barita→ barita e pirita→ barita e quartzo → quartzo → clorita e actnolita (Figura IV.8).

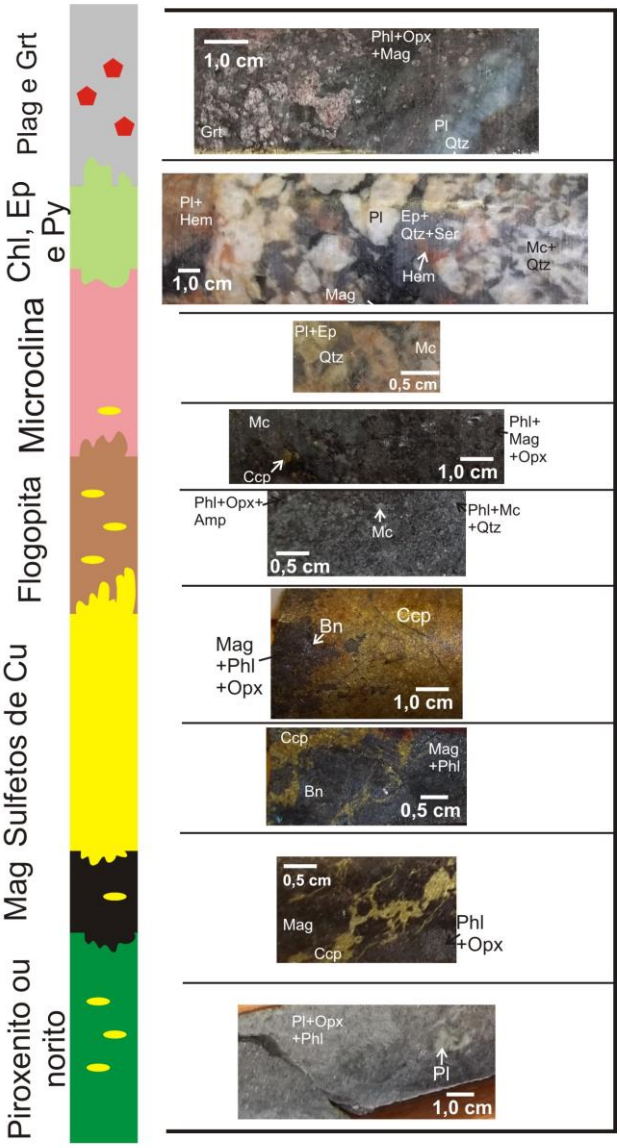


Figura IV.7: Perfil representativo da sequência de alteração principal observada no depósito de Vermelhos.

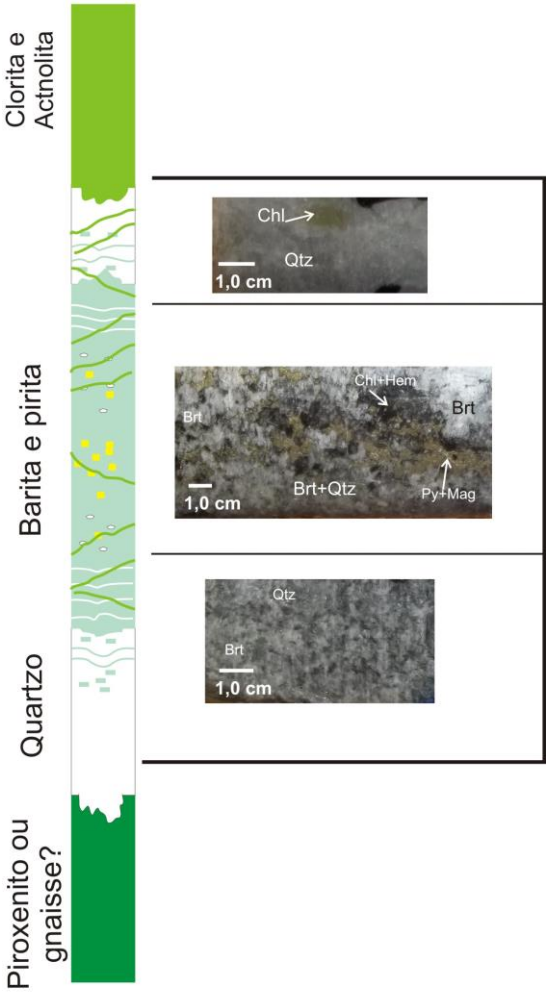


Figura IV.8: Perfil representativo das zonas ricas em quartzo e barita, observadas no furo FVS-85.

IV.3.2 CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA

Para a caracterização do depósito de Vermelhos, foram descritas 12 seções, que incluem piroxenitos, metanoritos, flogopititos, quartzo-microclinitos, andesina-microclinitos, barititos, quartzitos e pegmatitos (Tabela IV.3). Visando a compreensão da evolução paragenética do depósito, a descrição textural das fases minerais das lâminas estudadas é sumarizada a seguir.

Os litotipos identificados como **hiperstenitos** apresentam textura granoblástica granular marcada pelos cristais de ortopiroxênio, com teores menores de flogopita, quartzo, plagioclásio e microclina, por vezes sericita, além dos sulfetos (calcopirita, bornita e pirita) e magnetita (Foto IV.63 e 64). Os cristais de hiperstênio são, em geral, não pleocróicos, por vezes variam de incolor ao vermelho claro, são subidioblásticos a xenoblásticos e fazem contatos retos, curvos e embaiados com os demais minerais.

VERMELHOS		Mineralogia																		
Seção	**Mascrocópica**	**Opx**	**Cpx**	**Amp**	**Pl**	**Mc**	**Qtz**	**Phl**	**Chl**	**Alm**	**Ser**	**Ms**	**Brt**	**Act**	**Mag**	**Ccp**	**Bn**	**Py**	**Po**	**Hem**
FVS-41 (205.15)[1,3]	Piroxenito	11	7		2	tr	6	10			5	3			10	25	21			
FVS-41 (213.68)[1]	Piroxenito	3			4	6	2	7							9	55	12	2		
FVS-41 (286.65)[1,2]	Piroxenito	19				12	7	13							12	23	13	1		
FVS-41 (313.77)[1]	Met. Básico				15	6	14	22			7	12			8	2		12	3	
FVS-41 (321.33)	Met. Básico	6			22		26	22		15					1	3			5	
FV-81 (144.60)	Metassomatito					52	32				15				1	tr				
FV-81 (179.60)	Metabásica	5		21		23	4	32			tr					15				
FVS-85 (305.50)	Quartzito c/ pirita						68		tr			18			10			4		
FVS-85 (309.82)[1,1,3]	Baritito/Qtz.						16		5		1		40	3	5			28		2
FVS-85 (309.90)[2]	Baritito/Qtz.						25		tr				55	2	3	1		12		2
FVE-24 (341.95)	Flogopitito	22		15	5	12	15	27							2	1	1			
FVE-24 (374.40)	Met. Básico				21	12	21	18			12			4				10		2

Tabela IV.3: Análise modal para as seções polidas-delgadas descritas de Vermelhos. Opx: ortopiroxênio; Hyp: hiperstênio; Cpx: clinopiroxênio; Amp: anfibólio; Hb: hornblenda; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; Phl: flogopita; Chl: clorita; Alm: almandina; Ser: sericita; Ms: moscovita; Brt: barita; Act: actnolita; Mag: magnetita; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Py: pirita; Po: pirrotita; Hem: hematita. 1 – amostras analisadas para isótopos de enxofre; 2 – amostras analisadas por MEV; 3 – amostras analisadas por microssonda eletrônica.

A flogopita ocorre em contato com o hiperstênio, magnetita, plagioclásio e microclina. Ocorrem cristais subidioblásticos a idioblásticos, que exibem intenso pleocroísmo variando de castanho claro a avermelhado que, não orientados, marcam uma textura decussada, assim como a sericita, menos frequente que costuma ser observada sob a forma de vênulas (Foto IV.65). Seus contatos são predominantemente retos, a não ser quando em contato com cristais de hiperstênio, onde apresentam contatos embaiados e interlobados.

Sempre associados, ocorrem os cristais de quartzo, plagioclásio e microclina, que são predominantemente subidioblásticos, e frequentemente estão associados à flogopita nas zonas de transformações onde restam poucos relictos de hiperstênio. Nas zonas onde ocorre o

minério maciço é possível observar o hiperstênio sendo substituído pelo plagioclásio (andesina) e pela flogopita.

Os sulfetos de cobre ocorrem com grãos xenoblásticos a subidioblásticos intercrescidos com concentrações maciças, associados a filões que truncam estas rochas, além de vênulas e disseminações associadas à presença da flogopita e da magnetita. É observado intercrescimento em chamas entre a calcopirita e a bornita (Foto IV.66 e 67), que frequentemente se associam à flogopita.

A magnetita, idioblástica a subidioblástica, ocorre em contato ou interscrescida com estes minerais, por vezes é substituída por eles, nos contatos entre os grãos ou clivagens (Foto IV.68 e 69). De ocorrência menos frequente, a pirita ocorre como uma fase tardia, associada aos interstíticios dos demais opacos, com pequenos cristais xenoblásticos, ou sob a forma de vênulas.

A seção descrita de **metanorito** (metabásica) é composta por hornblenda, hiperstênio, flogopita, microclina, quartzo e plagioclásio, além de calcopirita, bornita, pirita e magnetita. Os cristais de hornblenda, não orientados, exibem forte pleocroísmo de castanho a verde, são subidioblásticos a xenoblásticos. Juntamente com os cristais de hiperstênio, com formas similares, evidenciam as texturas granoblástica granular da seção.

Os contatos embaiados a interlobados entre estes minerais, nem sempre observáveis, indicam a substituição dos ortopiroxênios pelos anfibólios, e ambos pelos demais silicatos, especialmente a flogopita e o quartzo. A flogopita exibe intenso pleocroísmo de castanho claro ao escuro/avermelhado e a orientação é ausente, resultando em uma textura decussada onde aparecem estes minerais, com cristais predominantemente idioblásticos.

Os cristais de plagioclásio exibem geminação albita rara ou ausente, muitas vezes não observada devido à intensa saussuritização superimposta. Apresentam a composição média labradorítica, são subidioblásticos a xenoblásticos e fazem contatos retos e curvos com o hiperstênio e hornblenda, e embaiados com o quartzo e a microclina. Estes dois ocorrem como cristais subidioblásticos, fazendo contatos retos e curvos entre si, e muitas vezes estão intercrescidos com a flogopita e os opacos. Os sulfetos, xenoblásticos a localmente idioblásticos, ocorrem sob a forma disseminada nos interstícios nos plagioclásios, hiperstênio e hornblenda, ou como bolsões e veios, geralmente associados à presença da flogopita, quartzo e magnetita. Assim como nos hiperstenitos, a calcopirita e a bornita ocorrem intercrescidas entre si e, por vezes, com a magnetita. A ocorrência da pirita é mais restrita e normalmente está associada à presença de vênulas, muitas vezes ricas em quartzo.

Sob o microscópio, os **flogopititos** revelam uma composição dominada por cristais não orientados da mica, marcando uma textura granoblástica decussada, associadas a hiperstênio, hornblenda, plagioclásio, microclina e quartzo, com teores pouco elevados de calcopirita, bornita e magnetita. Localmente observa-se textura lepidoblástica, representada pela orientação das micas, que por vezes se estruturam sob a forma de sigmóides (Foto IV.70). As flogopitas exibem intenso pleocroísmo variando de castanho claro ao avermelhado, são idioblásticas a localmente subidioblásticas. Mostram contatos retos e curvos com os demais minerais, excetuando o hiperstênio a hornblenda, com os quais fazem contatos embaiados, em muitos casos (Foto IV.71). O hiperstênio, xenoblástico, não exibe pleocroísmo, e é substituído pelos demais minerais, assim como a hornblenda, que possui pleocroísmo do castanho claro ao verde escuro, substitui o piroxênio e é substituída pelos demais. Cristais subidioblásticos e sericitizados de microclina e plagioclásio (que se encontram saussuritizados) também ocorrem na seção, sempre em contato com os cristais de quartzo (Foto IV.72).

Os sulfetos são menos frequentes do que nas rochas descritas anteriormente, sendo a magnetita o opaco predominante. Calcopirita, bornita e magnetita ocorrem associadas nos interstícios das flogopitas ou nas clivagens destas, sob a forma de pequenos cristais xenoblásticos disseminados.

Os **quartzo-microclinitos** (metassomatitos) são compostos por microclina, quartzo e sericita, com ocorrências restritas de calcopirita, bornita e magnetita. A textura granoblástica granular a poligonal marcada pela microclina e o quartzo, e decussada, secundariamente marcada pela sericita, são características das seções dos quartzo-microclinitos. O quartzo (com extinção ondulante) e a microclina (com geminação tartan), podem formar cristais subidioblásticos a idioblásticos que atingem a 4,0 mm, e mostram contatos predominantemente retos entre si. A sericita pode ocorrer como uma massa difusa, em vênulas com quartzo, ou substituindo a microclina, especialmente nas zonas de contatos entre os cristais (Foto IV.73). Os opacos são pouco frequentes, sendo a magnetita o mais comum destes, e ocorrem como pequenos cristais xenoblásticos, muitas vezes inclusos em microclina e quartzo. As seções de **andesina-microclinitos** (metassomatitos básicos) são compostas por microclina, plagioclásio, quartzo, flogopita, com teores menores de granada, actnolita, magnetita, calcopirita, bornita e pirrotita. Assim como os quartzo-microclinitos, exibem textura granoblástica granular a poligonal marcada por cristais de quartzo, microclina e, adicionalmente, plagioclásio.

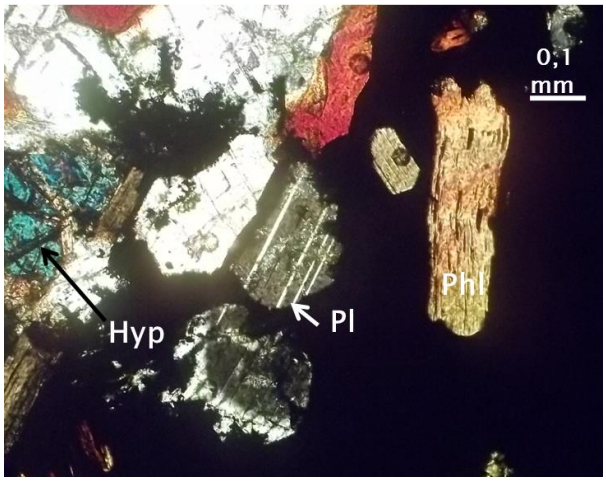


Foto IV.63: Hiperstênio sendo substituído por plagioclásio e flogopita. Seção FVS-41(205.15) - metahiperstenito, nicóis cruzados.

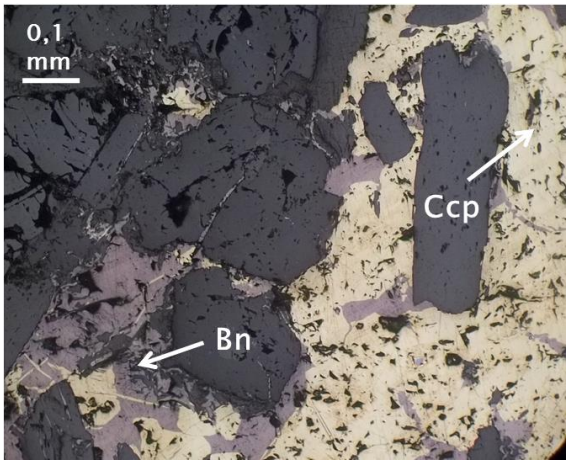


Foto IV.64: Calcopirita e bornita intercrescidas com flogopita e plagioclásio, seção FVS-41(205.15), luz refletida.

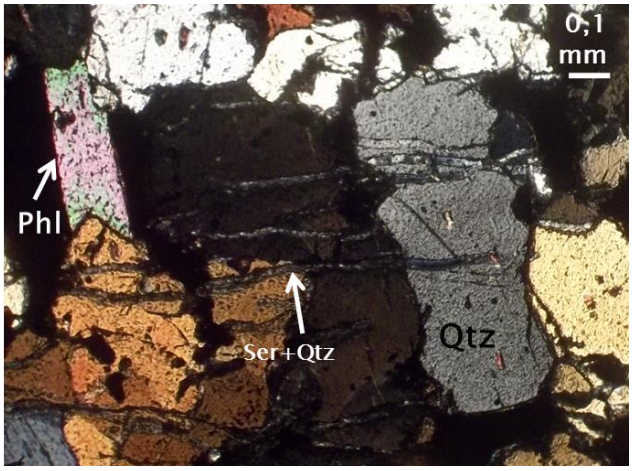


Foto IV.65: Vênulas de quartzo-sericita truncando quartzo intercrescido com calcopirita e bornita, associados a flogopita, seção FVS-41 (286.85) - metahiperstenito.

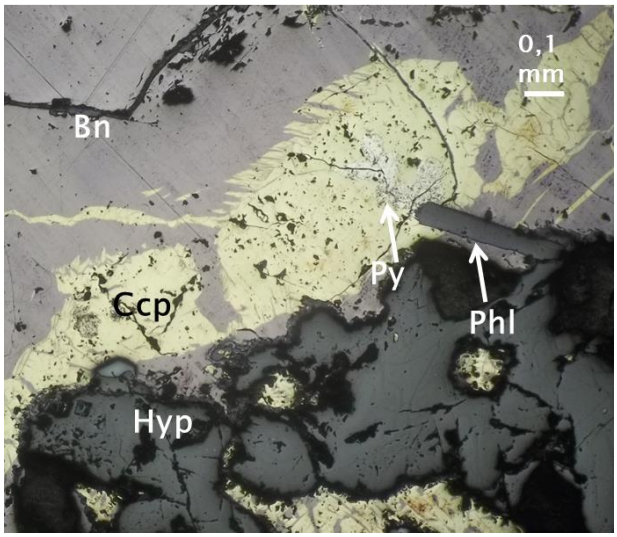


Foto IV.66: Intercrescimento em chamas bornita/calcopirita englobando cristais de flogopita e hiperstênio, ocorrem veios de sericita que formam pirita em contato com a calcopirita. Seção FVS-41 (286.65) – metahiperstenito, luz refletida

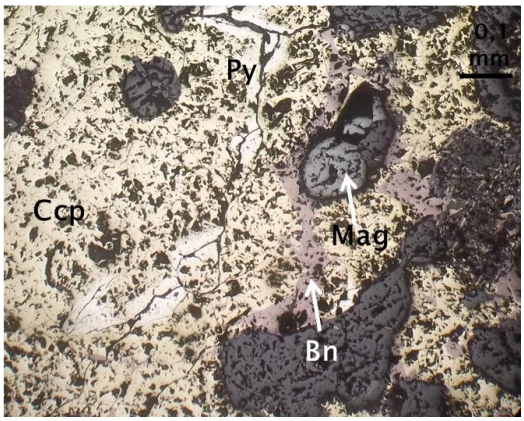


Foto IV.67: Calcopirita, bornita e magnetita englobando cristais de hiperstênio. Observa-se formação de pirita nas vênulas. Seção FVS-41(213.68) - metahiperstenito, luz refletida.

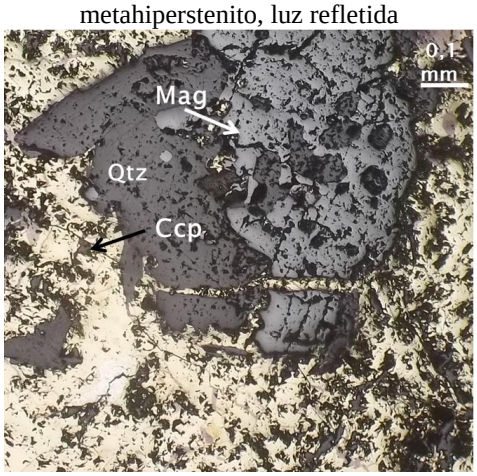


Foto IV.68: Vênula de calcopirita truncando quartzo intercrescido com magnetita, seção FVS-41 (286.85) - metahiperstenito. Luz refletida.

Os cristais de plagioclásio exibem geminação visível, a não ser quando se encontram intensamente saussuritizados, quando não é possível estimar o teor de anortita dos mesmos. Apresentam composição média labradorítica, localmente tendendo a andesina, e fazem contatos retos, localmente curvos com os demais minerais. Nestas seções foi descrita a ocorrência local de granada incolor, que faz contato com o plagioclásio e a flogopita.

Os cristais de flogopita subidioblásticos, com pleocroísmo variando de castanho claro a escuro, ocorrem frequentemente associados à magnetita e aos sulfetos de cobre, que são xenoblásticos a subidioblásticos (Foto IV.74). A granada ocorre diretamente associada aos sulfetos, ao quartzo, plagioclásio e sericita (Foto IV.75). Nos contatos entre os feldspatos, quartzo e pirita, são observadas “franjas” de actnolita com hematita, que truncam os sulfetos (Foto IV.76).

A calcopirita e a magnetita também podem ocorrer associadas a vênulas de quartzo, com alguma sericita. Nestas seções foi observada a presença da pirrotita xenoblástica, que ocorre associada aos outros opacos, em uma relação textural de sobreposição dos sulfetos.

Os **quartzo-barititos** são as rochas que ocorrem nas zonas de alteração onde predominam estes minerais, além de pirita, magnetita e, localmente, actnolita e hematita. Apresentam textura granoblástica poligonal marcada pelos minerais mais abundantes, que mostram contatos retos e localmente curvos entre si. Os cristais de barita, assim como os de quartzo, são idioblásticos a subidioblásticos (Foto IV.77).

Além de compor a matriz com o quartzo, os cristais de barita apresentam pequenas inclusões de quartzo. A pirita ocorre de forma maciça, muitas vezes compondo a matriz da rocha, junto com a barita e o quartzo (Foto IV.78). Cristais idioblásticos a subidioblásticos, muitas vezes parecem preencher, de forma extensiva, os contatos entre o sulfato e o silicato. Pequenos cristais de magnetita, subidioblásticos, ocorrem bordejando a grande massa composta por pirita.

Nos interstícios desta associação mineral são observadas ocorrências de pequenos cristais subidioblásticos de actinolita, com pleocroísmo variando de verde a verde escuro, associados a cristais de hematita, que muitas vezes substituem as magnetitas nos contatos com a pirita (Foto IV.79). De forma mais restrita, ocorrem agregados de clorita xenoblásticos, com pleocroísmo menos intenso (Foto IV.80), relacionado aos contatos da barita e quartzo.

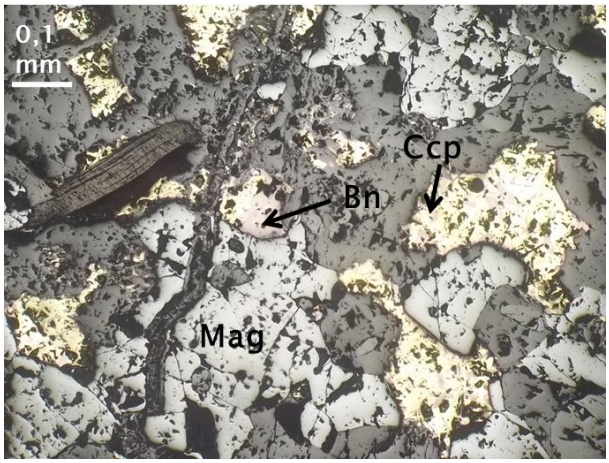


Foto IV.69: Calcopirita e bornita em contato com magnetita associados com a flogopita hematitizada. Seção FVS-41(213.68) - metahiperstenito, luz refletida.

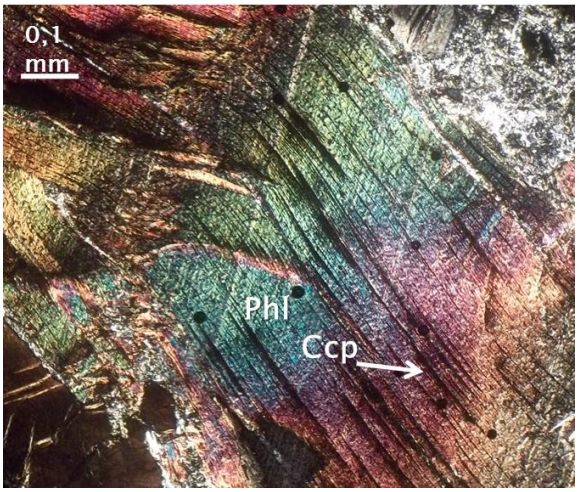


Foto IV.70: Sigmóide de flogopita com calcopirita intercrescida em contato e nas clivagens, seção FV-81 (179.60) – flogopitito. Nicóis cruzados.

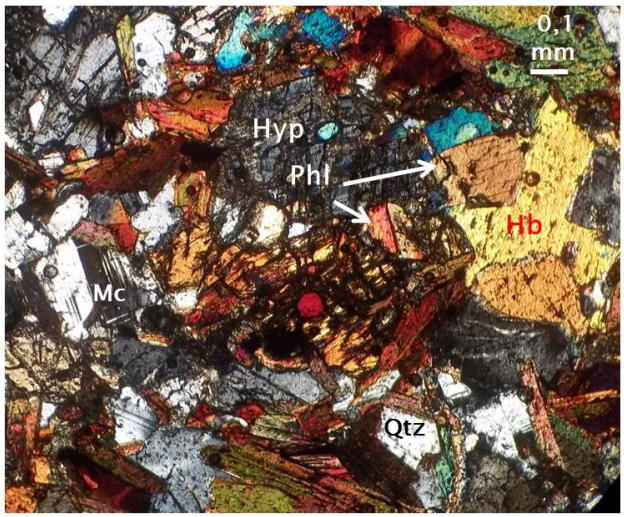


Foto IV.71: Flogopita substituindo hiperstênio e hornblenda associado a quartzo e microclina, seção FVE-24 (341.95) - flogopitito. Observação sob nicóis cruzados.

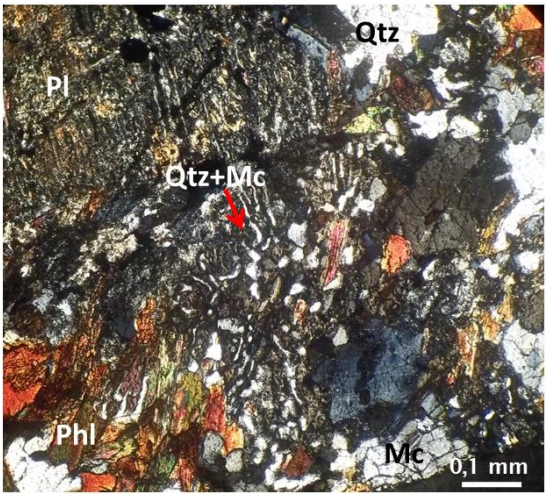


Foto IV.72: Intercrescimento mimerquítico entre quartzo e microclina, associado à flogopita e cristais de plagioclásio saussuritizado e sericitizado. Seção FVS-41 (313.77) – flogopitito. Nicóis cruzados

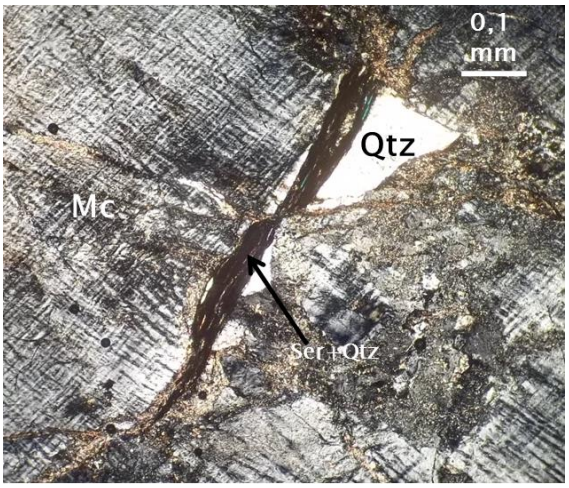


Foto IV.73: Vênula de quartzo-sericita truncando matriz granoblástica de quartzo e microclina. Nicóis cruzados. Seção FV-81 (144.60) – quartzo-microclinito.

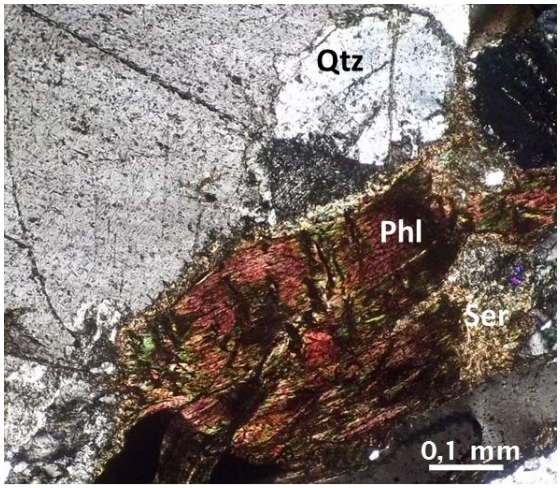


Foto IV.74: Cristais de flogopita dobrada e sericita desenvolvidos nos contatos do quartzo. Seção FVE-24 (374.70) – quartzo andesinito. Nicóis cruzados

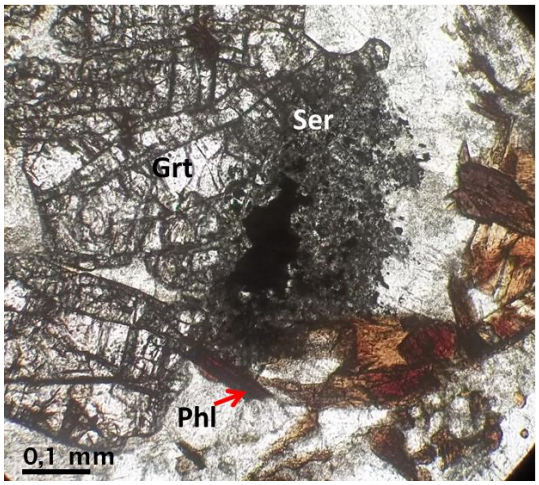


Foto IV.75: Granada, flogopita e quartzo em contato com sericita, que bordeja um cristal de pirita. Seção FVS-41 (321.33) – andesina quartzito. Luz planopolarizada.

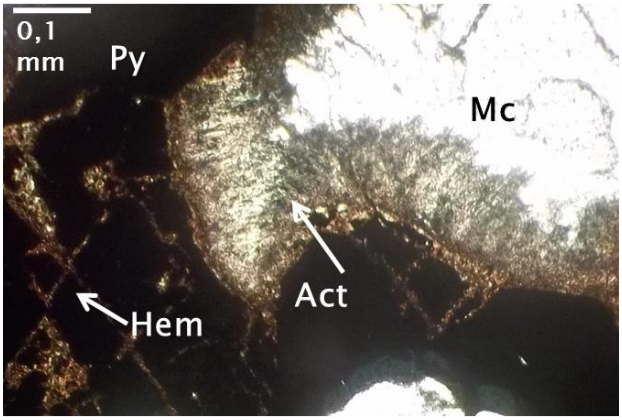


Foto IV.76: Franja de actinolita envolvendo pirita em contato com microclina. Ocorrem cristais de hematita bordejando a pirita e em vênulas, seção FVE-24 (374.40) – quartzo andesinito. Luz planopolarizada.

Foto IV.77: Quartzo, actinolita e pirita intersticiais na barita, seção FVS-85 (309.82) – contato entre pirita baritito e quartzito, nicóis cruzados.

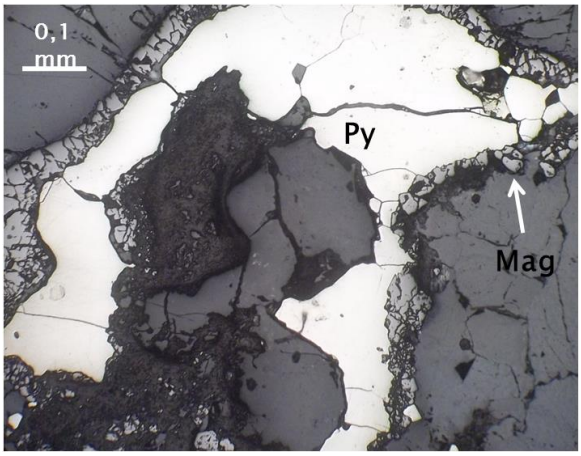


Foto IV.78: Contato entre pirita e magnetita nos interstícios da barita, seção FVS-85 (309.82), luz refletida.

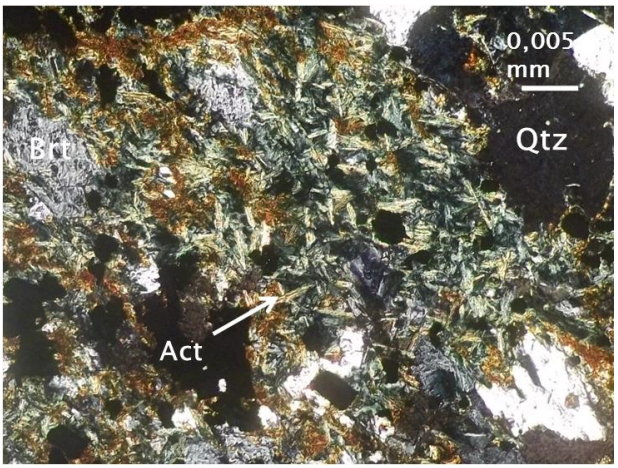


Foto IV.79: Actinolita com hematita, e quartzo associados a pirita nos interstícios da barita, seção FVS-85 (309.82), nicóis cruzados.

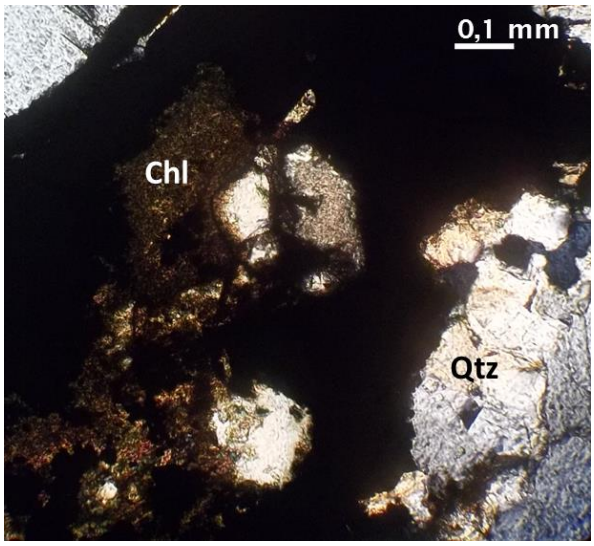


Foto IV.80: Clorita, com hematita disseminada, substituindo quartzo em contato com pirita. Seção FVS-85 (309.82) – quartzo baritito. Nicóis cruzados.

IV.3.3 EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA

O diagrama de sucessão paragenética para os depósitos de Vermelhos foi concebido com base nas características observadas nos testemunhos de sondagem e na descrição das seções polido-delgadas (Figura IV.9).

Como minerais primários dos depósitos, ainda aparecem cristais de hiperstênio, plagioclásio 1 (labradorita a bytownita), granada, magnetita 1, calcopirita 1 e bornita 1, entendidos como tendo se formado na fase ortomagmática e reequilibrados durante o metamorfismo progressivo. A ocorrência da hornblenda, ligada à substituição do hiperstênio, foi relacionada ao retrometamorfismo das rochas máfico-ultramáficas.

A presença do plagioclásio 2 (andesina) microclina, sericita/muscovita, flogopita 1, magnetita 2, quartzo 1, calcopirita 2, bornita 2, pirrotita e, tardiamente barita e pirita 1, estão associadas à fase de mineralização principal, que se desenvolveu simultaneamente aos estágios de deformação dúctil e dúctil-rúptil, associados à foliação incipiente, sigmóides de flogopita e zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis. As mineralizações desta fase são as mais abundantes dos depósitos e ocorrem sob a forma de bolsões e brechas.

A fase de mineralização tardia está relacionada ao desenvolvimento de estruturas rúpteis-dúcteis, como zonas de cisalhamento. Nesta fase desenvolveram-se os cristais de flogopita 2, quartzo 2, clorita, calcopirita 3, bornita 3 e tardiamente magnetita 3, que preenchem vênulas truncando matrizes quartzo-feldspáticas, e os níveis barítiticos.

A última fase, denominada de alteração tardia, é caracterizada pelo preenchimento de fraturas, falhas e contatos entre os minerais, e deve ter-se desenvolvido após a instalação de grande parte das estruturas rúpteis. Nesta fase cristalizaram o quartzo 3, sercita 2, pirita 2, e actnolita e hematita que preenchem os contatos dos cristais nos quartzo-barititos, além da hematitização dos cristais de magnetita pré-existentes.

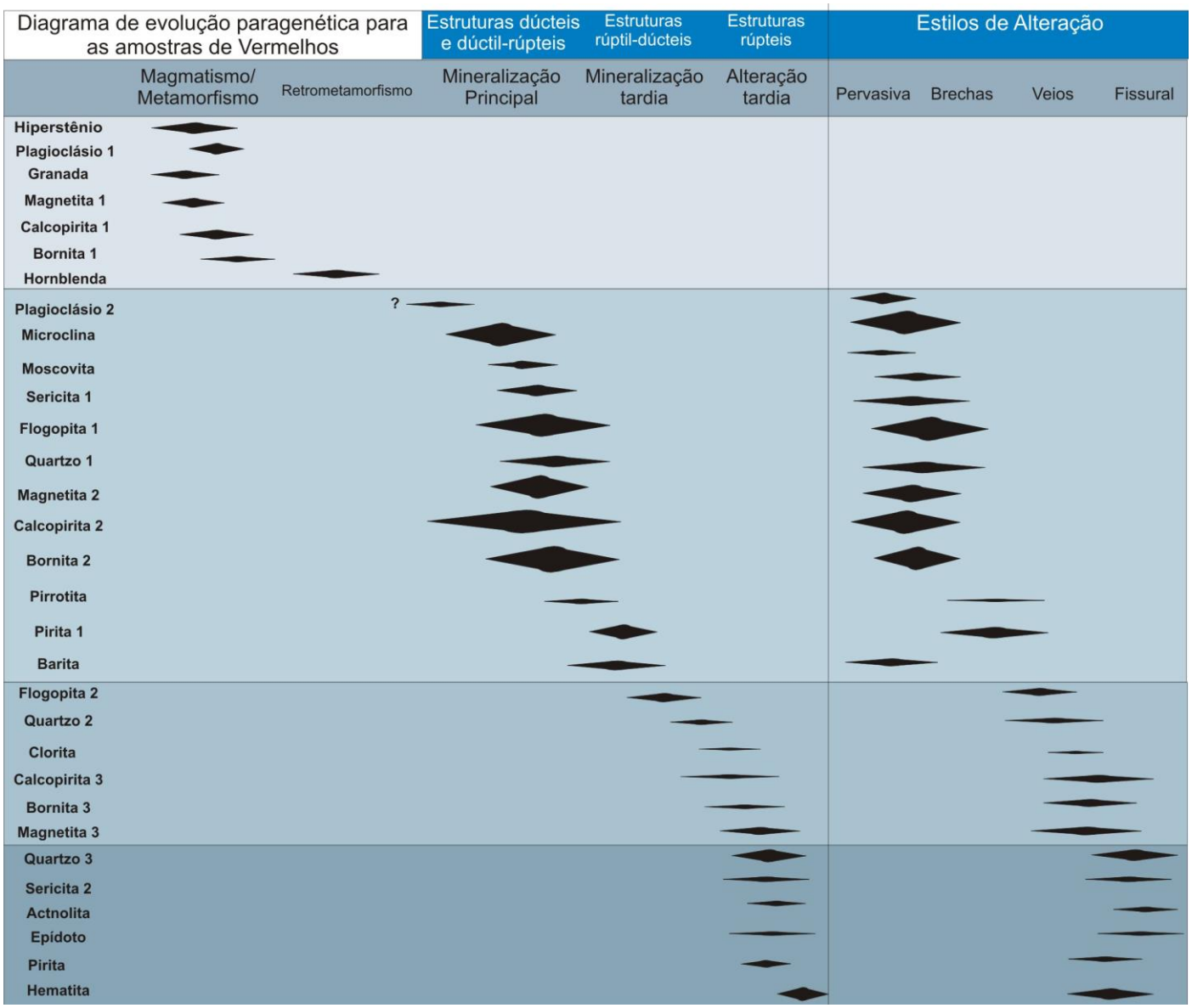


Figura IV.9: Diagrama de evolução paragenética para as amostras de Vermelhos.

IV.4 GEOLOGIA E PETROLOGIA DO DEPÓSITO DE SUSSUARANA

O depósito de Sussuarana localiza-se cerca de 20 km a sul da mina Caraíba, ainda no município de Jaguarari. Assim como a mina Caraíba nos mapas regionais encontra-se sobre o Complexo Caraíba e nos mapas da Mineração Caraíba S.A., associa-se a ortognaisses tonalíticos e granodioríticos.

Com estruturação N-S, similar aos demais depósitos, suas encaixantes são ortognaisses granulíticos de composição TTG, localmente migmatizados. O depósito de Sussuarana é caracterizado pela ausência de minério remobilizado e de alteração potássica extensiva, ocorrendo flogopititos apenas de forma restrita.

Dos quatro estudados, é o depósito que apresenta os teores de cobre mais baixos, em mineralizações que são estritamente disseminadas. Com o início da lavra previsto para o ano de 2013, o depósito é composto por noritos (gabro, leuco e melano), piroxenitos, flogopititos e granitos (e pegmatitos associados).

IV.4.1 CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA

Os **noritos** são rochas de coloração acinzentada a acastanhada, clara a escura, e granulação média a grossa. Com estrutura maciça, são compostos por plagioclásio, hiperstênio, quartzo e flogopita. Onde existe predomínio de plagioclásio ocorrem as fases mais claras, com coloração esbranquiçada (leuco-) e onde predomina o ortopiroxênio, ocorrem os noritos de coloração mais escura (melano-), e os gabro-noritos possuem cor cinza, e apresentam composição intermediária entre os leuco- e melanoritos.

Os **granitos** que ocorrem no depósito de Sussuarana são constiuídos por plagioclásio, microclina, quartzo, magnetita e biotita, com composição tendendo à monzogranítica. Apresentam granulação fina a média, e coloração esbranquiçada a acinzentada e rosada. Os pegmatitos associados são mais ricos em quartzo e microclina do que os granitos e apresentam coloração rosada.

Rochas de coloração castanha e granulação média, os **flogopititos** ocorrem de forma restrita no depósito e estão associados aos contatos dos granitos com as rochas máficas. São compostos por flogopita, quartzo, microclina e plagioclásio, e fazem contatos gradacionais com as rochas máficas às quais se associam.

As feições de alteração hidrotermal, bem como as de remobilização do minério sulfetado, são muito mais restritas no depósito de Sussuarana em relação aos demais. A maior parte do minério encontra-se disseminado, com alguma remobilização próximo ao contato com pegmatitos. O zoneamento da alteração de Sussuarana baseia-se em zonas onde predominam: hiperstenito ou norito com sulfetos disseminados → zona com vênulas de flogopita e sulfetos → flogopita → estreita zona de microclina → plagioclásio e quartzo (Figura IV.10).

.

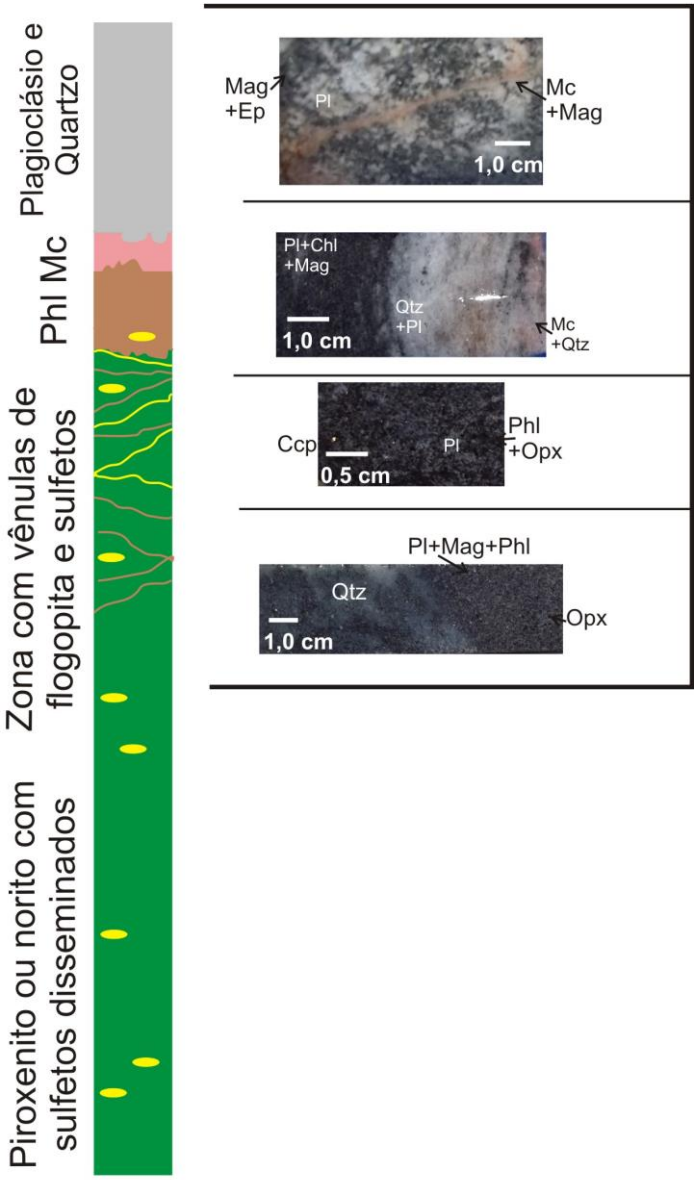


Figura IV.10: Perfil ilustrando as principais feições de alteração hidrotermal observadas nos testemunhos descritos do depósito de Sussuarama.

IV.4.2 CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA

A caracterização petrográfica do depósito de Sussuarana foi desenvolvida com base na descrição de quatro seções polido-delgadas de noritos, pegmatitos e flogopitito (Tabela IV.4). As seções descritas de **noritos** exibem textura granoblástica granular, estruturada por cristais de plagioclásio, hiperstênio, quartzo e epídoto. Os cristais de clorita e flogopita ocorrem de forma geral em textura decussada e, localmente exibem orientação, resultando em textura lepidoblástica.

SUSSUARANA		Mineralogia											
Seção	**Den. Macroscópica**	**Opx**	**Pl**	**Mc**	**Qtz**	**Phl**	**Ep**	**Chl**	**Ms**	**Mag**	**Ccp**	**Bn**	**Py**
FAS-38 (145.43)	Flogopitito	17	10	17	14	30				2	4	6	
FAS-38 (147.70)	Norito/Pegmatito		6	23	33	3	6		19	5	2		3
FAS-44 (73.58)[1]	Melanorito	15	48		12	2				13	6		4
FAS-44 (81.15)[2]	Melanorito/Pegmatito		10	9	35			28		10	1		7

Tabela IV.4: Análise modal para as seções polidas-delgadas descritas de Sussuarana. Opx: ortopiroxênio; Hyp: hiperstênio; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; Phl: flogopita; Ep: epídoto; Chl: clorita; Ms: moscovita; Mag: magnetita; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Py: pirita. 1 – amostra analisada para isótopos de enxofre; 2 – amostra analisada por MEV.

Os cristais de plagioclásio exibem geminação albita e albita-Carlsbad bem preservadas, com teor de anortita que os classifica em andesina a labradorita. São subidioblásticos a idioblásticos, e localmente encontram-se saussuritizados. Mostram contatos retos e curvos, contendo inclusões de hiperstênio e quartzo, resultando em textura poiquiloblástica. Localmente observa-se substituição dos feldspatos por epídoto, além de vênulas de sericita e epídoto trucando a matriz, dominantemente formada por plagioclásio e hiperstênio (Foto IV.81).

Os cristais de quartzo inclusos nos plagioclásios são xenoblásticos, contrastando com aqueles que formam a matriz com os demais silicatos, com extinção ondulante, idioblásticos a subidioblásticos. Os cristais do ortopiroxênio não exibem pleocroísmo, no geral, apresentando localmente variações do incolor ao verde claro. São subidioblásticos a xenoblásticos, exibindo contatos retos, curvos, embaiados e interlobados com flogopita, plagioclásio e quartzo.

Os cristais de flogopita, subidioblásticos com pleocroísmo de castanho avermelhado a escuro, ocorrem de forma localizada, especialmente nos contatos com pegmatitos, assim como a muscovita. Da mesma forma ocorrem os cristais de epídoto, subidioblásticos a idioblásticos, com pleocroísmo variando de incolor a verde claro, mostrando contatos retos e curvos com os demais minerais e, localmente contatos embaiados com os plagioclásios.

Ocorrem cristais de calcopirita, pirita e bornita, xenoblásticos a subidioblásticos, de forma disseminada nos contatos entre os cristais de plagioclásio, quartzo, hiperstênio e, por vezes, flogopita (Foto IV.82). A associação com a magnetita é frequente: são cristais subidioblásticos a idioblásticos, em contatos retos com os sulfetos. Ainda ocorrem cristais xenoblásticos de pirita, de forma localizada, ora intercrescidos com calcopirita e bornita, ora substituindo os mesmos.

Nas zonas próximas ao contato com os **pegmatitos**, observa-se a presença de microclina, muscovita, quartzo, plagioclásio, clorita, epídoto e flogopita. Esta zona mostra textura granoblástica granular a poligonal marcada pelos cristais de microclina, quartzo, plagioclásio e epídoto, e decussada pelos cristais de clorita, muscovita e flogopita. Os cristais de microclina, com geminação tartan, são idioblásticos a subidioblásticos, assim como o quartzo, e mostram contatos retos e curvos com os demais silicatos.

Os cristais de plagioclásio apresentam teor de anortita que os classifica como andesina, sendo idioblásticos a subidioblásticos. A ocorrência de cristais de clorita está associada ao contato dos pegmatitos com os noritos. A clorita apresenta pleocroísmo de verde oliva ao verde escuro e, localmente, exibe orientação, resultando em textura lepidoblástica. Mostram contatos retos, por vezes, curvos, assim como a muscovita.

A seção de **flogopitito** descrita é composta por flogopita, quartzo, microclina, hiperstênio, plagioclásio, magnetita, calcopirita e bornita. Observa-se domíno da textura granoblástica decussada a granular, por vezes poligonal, delineadas pelos cristais de flogopita, microclina, quartzo e plagioclásio.

A flogopita, no geral sem orientação, exibe intenso pleocroísmo variando de castanho claro e avermelhado a castanho escuro. Os cristais, por vezes, formam textura lepidoblástica, quando orientadas em um plano de foliação, são idioblásticos a subidioblásticos e mostram contatos retos e curvos com os demais minerais, e embaiado e interlobado com os cristais de hiperstênio (Foto IV.83).

Os cristais de microclina são subidioblásticos a idioblásticos, mostrando contatos retos e curvos com quartzo, flogopita e plagioclásio. O hiperstênio, xenoblástico a subidioblástico, não exibe pleocroísmo e, por vezes, encontra-se substituído pelos demais minerais (Foto IV.84). Os cristais de plagioclásio, de composição andesínica, são subidioblásticos a idioblásticos, assim como o quartzo (Foto IV.85).

Cristais de calcopirita, bornita e magnetita ocorrem disseminados, entre os contatos entre os plagioclásios, microclina, quartzo, hiperstênio e flogopita, possivelmente como resquícios da mineralização primária (Foto IV.86). Os sulfetos apresentam forma xenoblástica a subidioblástica, mostrando contatos curvos e lobados, contrastando com os cristais de magnetita, mais bem formados, subidioblásticos a idioblásticos, que mostram contatos retos e curvos com os minerais silicatados.

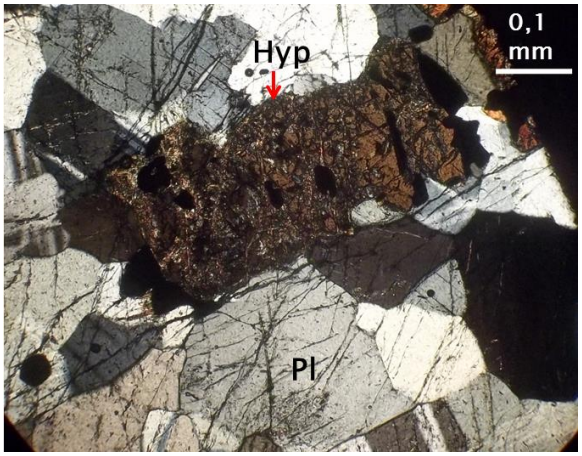


Foto IV.81: Cristais de plagioclásio, truncados por vênulas de sericita, em contato com hiperstênio, substituído por flogopita. Seção FAS-44 (73.58) – metanorito. Nicóis cruzados

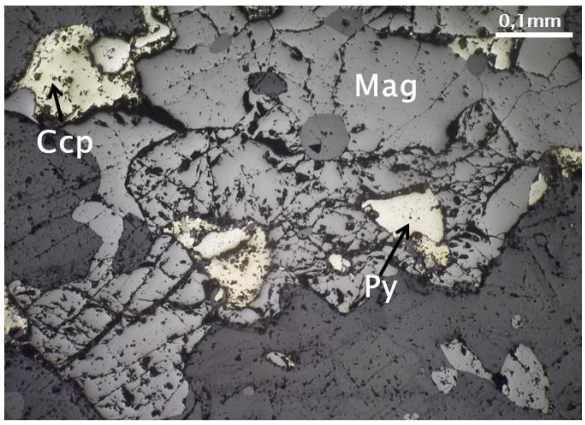


Foto IV.82: Magnetita, pirita e calcopirita englobando hiperstênio e plagioclásio e em contato com plagioclásio, seção FAS-44 (73.58), luz refletida.

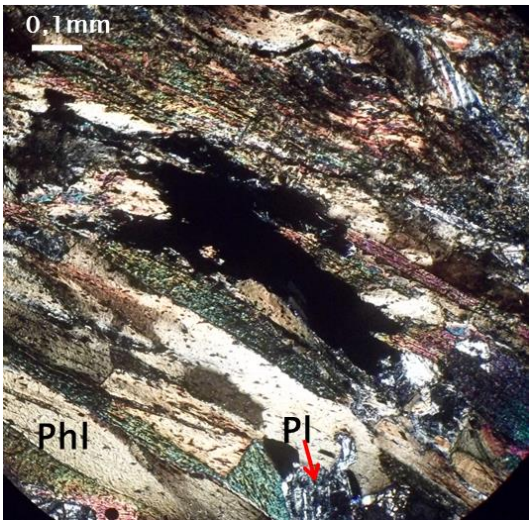


Foto IV.83: Flogopita intercrescida com calcopirita, e em contato curvo com plagioclásio. Seção FAS-38 (145.43), nicóis cruzados.

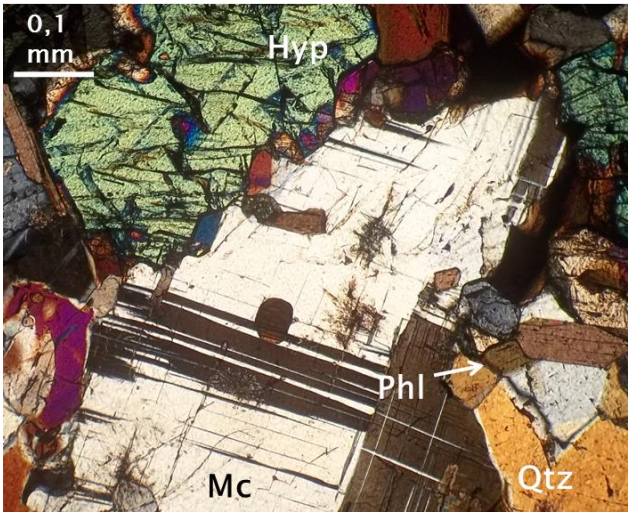


Foto IV.84: Hiperstênio em contato com microclina, flogopita e quartzo que o substituem, seção FAS-38 (145.43), nicóis cruzados.

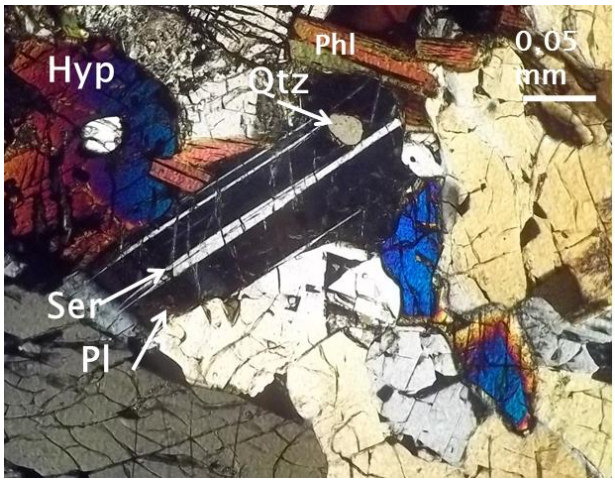


Foto IV.85: Plagioclásio englobando quartzo, truncado por vênulas de sericita, em contato com hiperstênio e flogopita. Seção FAS-38 (145.43) – flogopitito, nicóis cruzados.

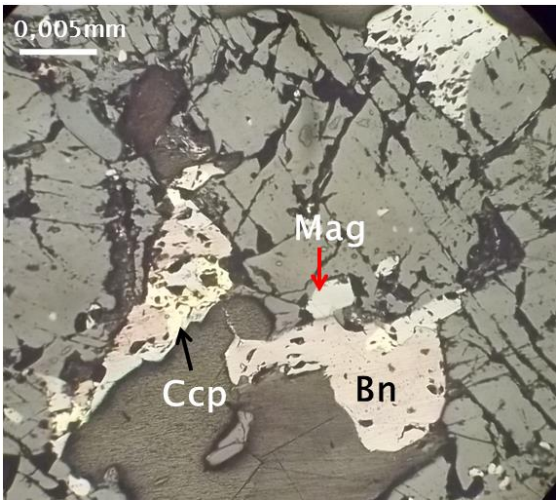


Foto IV.86: Mineralização disseminada (provavelmente primária), composta por calcopirita, bornita e magnetita em equilíbrio, preservada em meio à flogopita, em contato com hiperstênio. Seção FAS-38 (145.43)

IV.4.3 EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA

A Figura IV.11 mostra a evolução paragenética proposta com base na descrição das seções polido-delgadas e nas características macroscópicas observadas. Da mesma forma, constam as associações com as estruturas e formas de mineralização que ocorrem no depósito de Sussuarana.

Os cristais de hiperstênio, plagioclásio 1 (labradorita), magnetita 1, calcopirita 1 e bornita 1 são os mais antigos. A formação destes minerais é atribuída ao magmatismo com reequilíbrio durante o metamorfismo progressivo. As mineralizações disseminadas, predominantes no depósito, estão associadas de forma majoritária a este estágio.

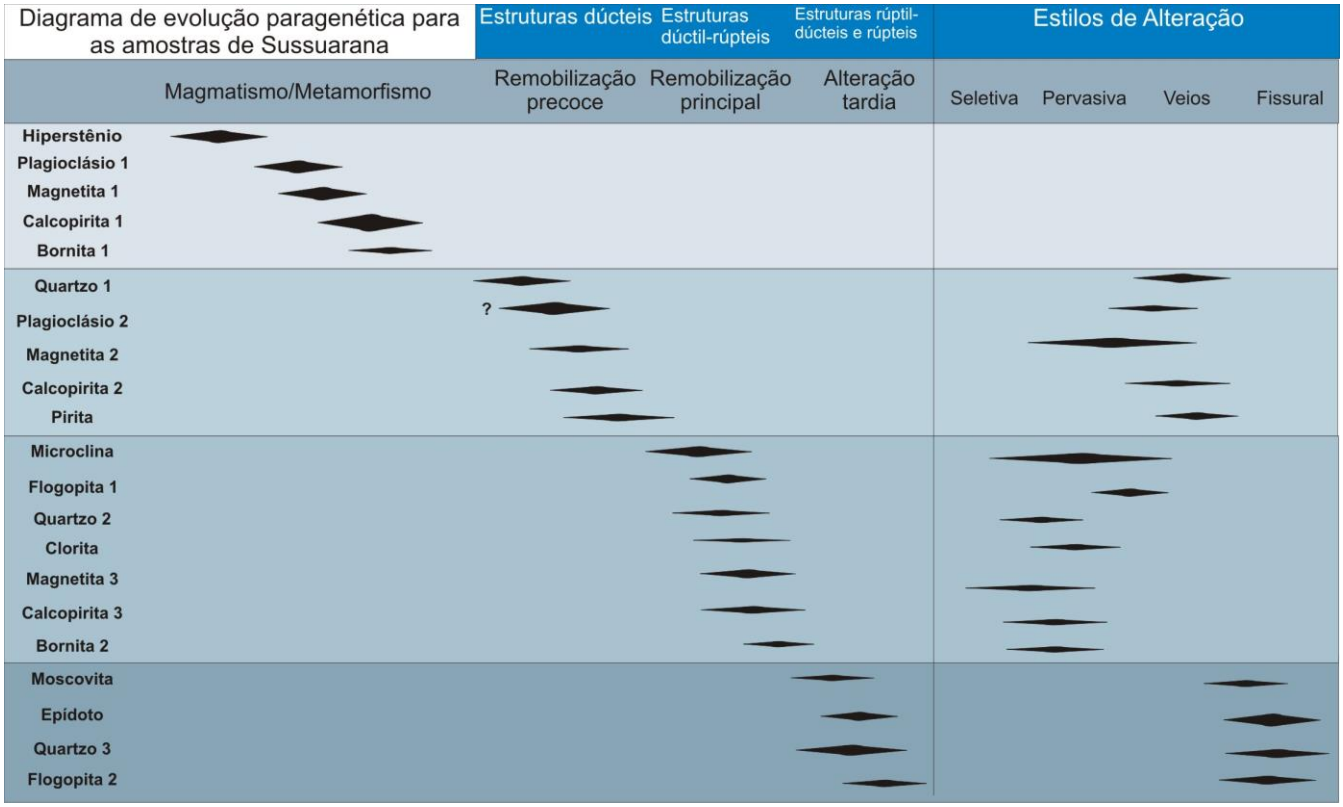


Figura IV.11: Diagrama de evolução paragenética para as amostras de Sussuarana.

De forma distinta e menos expressiva que os demais depósitos estudados, ocorre o estágio de remobilização precoce, onde inexiste a formação expressiva de mineralizações de sulfetos remobilizadas, como bolsões e filões. Os cristais de quartzo 1, plagioclásio 2 (andesina), magnetita 2, calcopirita 2 e pirita e as principais estruturas dúcteis (foliação, zonas de cisalhamento), estão associados a este estágio. Predominam estilos de alteração pervasiva

localizada quartzo-feldspáticas, principalmente nas zonas de contatos e em veios, com quartzo e os opacos.

Os minerais formados neste estágio são sobrepostos pela fase de remobilização principal, observada especialmente nos contatos com pegmatitos e, assim como o seu antecessor, com extensão muito mais reduzida que nos demais depósitos do Vale do Curaçá. Nesta fase formaram-se os cristais de microclina, flogopita 1, quartzo 2, clorita, magnetita 3, calcopirita 3 e bornita 2. Estão associados a estruturas dúctil-rúpteis (como sigmóides e S/C's), predominando os estilos de alteração seletiva (flogopita e clorita em hiperstênio, por exemplo), pervasiva nos contatos e veios.

A última fase da evolução da mineralização está associada às estruturas rúptil-dúcteis e rúpteis, como falhas, fraturas e zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis. A esta fase, denominada de alteração tardia, estão associados cristais de muscovita, epídoto, quartzo 3 e flogopita 2, que substituem com estilos de alteração seletiva, em veios e fissural.

IV.5 DISCUSSÃO PARCIAL E COMPARAÇÃO ENTRE OS DEPÓSITOS

Apesar das similaridades entre os depósitos cupríferos do Vale do Curaçá, diversas feições são genuinamente contrastantes em termos qualitativos e, principalmente, quantitativos, referentes aos estilos de mineralização e alteração hidrotermal.

De forma geral, o arcabouço estrutural e a presença de intrusões máfico-ultramáficas como principais hospedeiras das mineralizações, são características que podem ser consideradas comuns aos quatro depósitos estudados. Uma característica que varia entre os depósitos são as rochas encaixantes nas quais estão intrudidas as sequências máfico-ultramáficas.

Os depósitos de Caraíba e Sussuarana estão associados a ortognaisses, sendo mais comum a presença de intercalações de sequências supracrustais no embasamento da mina Caraíba. Distintamente, os depósitos localizados mais a norte (Surubim e Vermelhos) possuem como encaixantes sequências supracrustais, litotipos ricos em minerais aluminosos, predominantemente paragnaisses migmatíticos.

A presença de piroxenitos (hiperstenitos) e noritos (gabro-, leuco e melano-) é quase comum aos quatro depósitos, excetuando a existência de corpos de hiperstenitos preservados na mina de Surubim, onde predominam flogopititos. Nos depósitos de Caraíba e

Vermelhos os hiperstenitos são as hospedeiras mais importantes, e secundariamente os noritos, que possuem importância equivalente no depósito de Sussuarana. Os flogopititos são muito raros em Sussuarana, enquanto abundam e são os principais hospedeiros de Surubim constituindo hospedeiros secundários em Vermelhos, e ainda de menor importância em Caraíba. Outras rochas comuns aos depósitos de Caraíba e Vermelhos são os quartzo- e andesina-microclinitos, que ocorrem de forma secundária em Surubim e são ausentes em Sussuarana.

A intensidade do processo metassomático observado nos diferentes depósitos, bem como de seus produtos, estão diretamente associados com os litotipos previamente descritos e por isso variam de forma expressiva entre de um depósito para outro. A flogopitização é mais importante em Surubim. Em Vermelhos, é de igual importância a potassificação. Esta última é a mais intensa em Caraíba, sendo que em Sussuarana está restrita aos contatos com os pegmatitos.

A alteração sódica é mais intensa em Sussuarana, Caraíba e Surubim e de menor importância em Vermelhos, onde hematitização é expressiva, assim como em Surubim. A silicificação é comum aos quatro depósitos, e a serpentinização nos piroxênios é mais comum (por ordem) em Caraíba, Vermelhos e Surubim e ausente em Sussuarana, assim como a pirrotita.

A presença de níveis ricos em barita é conhecida apenas no depósito de Vermelhos, que também se mostra enriquecido em actnolita, quartzo, e hematita sugerindo a presença de fácies mais oxidadas. Epidotização e cloritização são mais expressivas em Caraíba e Vermelhos, enquanto que a sericitzação é comum aos quatro depósitos, sendo ~~e~~ mais intensa em Caraíba e Surubim.

A alteração pervasiva mais comum em Surubim é a flogopitização, e em Vermelhos é a combinação desta com a potassificação, que é a predominante na Caraíba. Em Sussuarana não é observada alteração pervasiva, apenas substituição seletiva em níveis ricos em ortopiroxênio e em contatos com pegmatitos, além de preenchimento de veios e fraturas, que também ocorrem nos outros três depósitos.

Mineralizações disseminadas de calcopirita com magnetita e flogopita, em regiões de transformação de hiperstênio, são comuns aos quatro depósitos, e mais importantes em Surubim, onde a bornita é secundária. Disseminações de magnetita-calcopirita-bornita, associadas ao hiperstênio (por vezes aos plagioclásios, em noritos), consideradas

mineralizações primárias, são o tipo mais importante em Sussuarana, e também ocorrem na Caraíba e em Vermelhos, e são consideradas praticamente ausentes em Surubim.

A ocorrência de bolsões de minério maciço e filões ricos em bornita-calcopirita-magnetita são mais comuns em Vermelhos e Caraíba, além de brechas cimentadas por sulfetos, com magnetita, quartzo, microclina ou flogopita, que ocorrem nos dois depósitos e também em Surubim. As sequências de alteração e remobilização, bem como suas associações com as estruturas, são diferentes nos quatro depósitos. A presença de uma fase onde existe uma remobilização dos sulfetos de cobre é comum, embora ela preceda a remobilização principal em Sussuarana e suceda a esta nos demais depósitos.

O estágio de mineralização tardia, comum a Caraíba, Surubim e Vermelhos, é caracterizado pela remobilização de calcopirita associada à magnetita e pirita com quartzo e sericita, e bornita apenas em Vermelhos. Estas mineralizações ocorrem em veios, mas principalmente associados a preenchimento de fraturas, que podem atingir as unidades do embasamento.

A Tabela IV.5, e a Figura IV.12, sintetizam, de forma esquemática, as principais características comparadas entre os depósitos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana, de acordo com as informações descritas no presente capítulo.

A comparação dos tipos de alteração nos depósitos estudados do Vale do Curaçá evidencia diversos fatores em comum entre eles e o modelo proposto por HITZMAN *et al.* (1992) e HITZMAN & VALENTA (2005), para o zoneamento de alterações em sistemas IOCG. O modelo propõe, que na base dos sistemas, ocorre predominância de alteração sódica, sem minério do tipo IOCG, como observado em Sussuarana.

Ao passar para os níveis mais rasos, o minério hidrotermal associado a óxidos de ferro, toma lugar juntamente com a alteração potássica, como observado nos depósitos de Caraíba, Surubim e Vermelhos. Neste modelo de alteração, a porção mais rasa do sistema, possui alteração hidrolítica, caracterizada por fases minerais oxidadas, como hematita, sericita e barita, além de fases acessórias como clorita e actnolita, o que se assemelha ao sistema observado em Vermelhos.

Desta forma, com base nesta comparação, é possível detalhar o modelo IOCG proposto para o Vale do Curaçá. Especificando a predominância de fácies de alteração mais profundas (sódica) nos depósitos mais a sul (Sussuarana) e mais rasas para os depósitos de norte, como a alteração hidrolítica observada em Vermelhos (Figura IV.13).

Depósito	Rochas Encaixantes dos corpos Máfico-Ultramáficos	Rochas Hospedeiras das mineralizações	Tipos (Minerais) de alteração	Estilos de alteração	Paragêneses do Minério (associados)	Minerais de Ganga associados ao minério	Estilos de Mineralização
Caraíba	ortognaisses tonalíticos e granodioríticos (+ meta-supracrustais)	hiperstenitos, noritos, flogopititos, (quartzo-microclinitos), (andesina-microclinitos)	potassificação (microclina), flogopitização, silicificação, sódica (andesina), cloritização, epidotização, serpentinização, sericitização	pervasiva, brechas, veios, fissural,	calcopirita-bornita-magnetita, calcopirita-bornita-(pirrotita), calcopirita-pirita-(magnetita)	flogopita, quartzo, (microclina), (andesina), (hiperstênio), (hornblenda), (serpentina), (clorita)	disseminado, bolsões maciços, brechas, filoneana, veios, preenchimento de fraturas
Surubim	paragnaisses, meta-calciossilicáticas	flogopititos, (metagabros), (metanoritos)	flogopitização, potassifciação (microclina) sódica (andesina), silicificação, sericitização, (hematitização)	pervasiva, brechas, disseminada, veios, fissural,	calcopirita-magnetita-(bornita), calcopirita-bornita-(cubanita), calcopirita-pirita-magnetita-(hematita)	flogopita, almandina, grossulária, quartzo, microclina, (hiperstênio)	disseminada, veios, brechas, preenchimento de fraturas
Vermelhos	paragnaisses	hiperstenitos, noritos, flogopititos, (quartzo-microclinitos), (andesina-microclinitos	flogopitização, potassificação (microclina) sódica (andesina), silicificação, sericitização, hematitização, baritização	pervasiva, brechas, veios, fissural,	bornita-calcopirita-magnetita, magnetita-calcopirita-bornita-(pirita)-(pirrotita), calcopirita-bornita-(magnetita)-(pirita)-(hematita)	flogopita, microclina, quartzo, moscovita, granada, (hiperstênio), (hornblenda), (barita)	bolsões maciços, filoneana, disseminada, veios
Sussuarana	ortognaisses tonalíticos e granodioríticos	hiperstenitos, noritos	sódica (andesina), silicificação, ± flogopitização, ±potassificação (microclina)	seletiva, veios, fissural, (brechas)	magnetita-calcopirita-bornita, magnetita-calcopirita-pirita	hiperstênio, plagioclásio, (quartzo), (flogopita), (clorita)	disseminada, vênulas, preenchimento de fraturas

Tabela IV.5: Quadro comparativo das principais feições geológicas dos depósitos estudados.

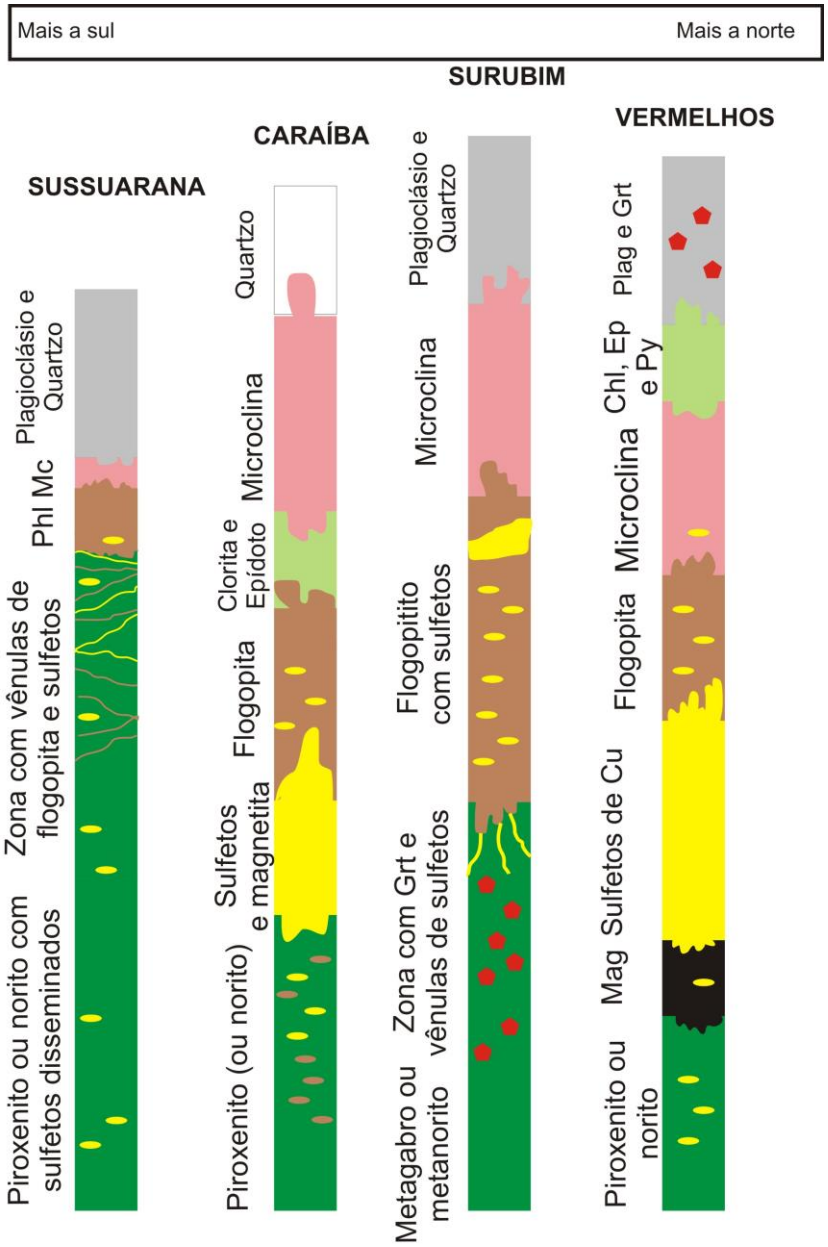


Figura IV.12: Comparação entre os perfis de alteração hidrotermal observados entre os depósitos estudados.

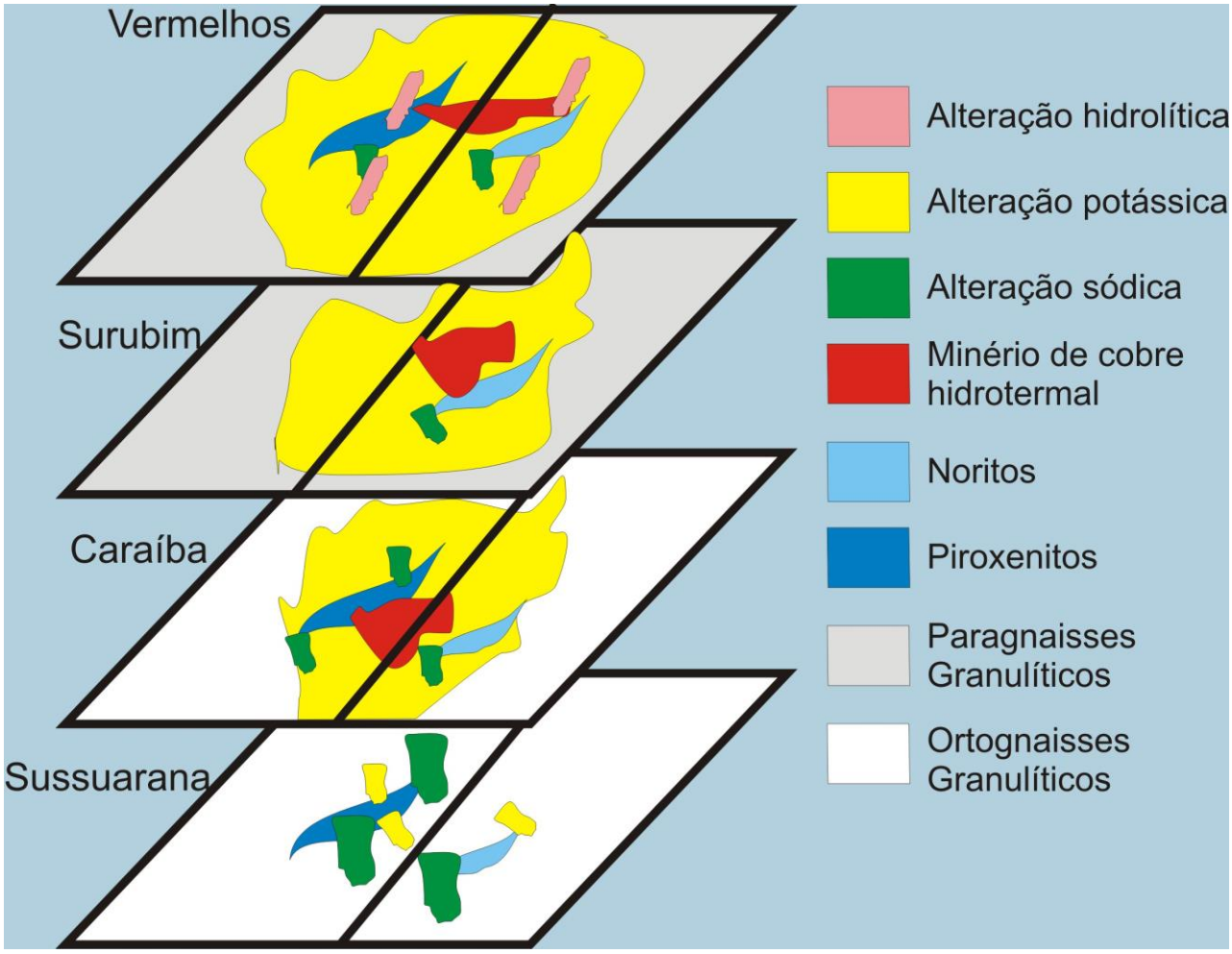


Figura IV.13: Modelo integrado de alterações do Vale do Curaçá, baseado no modelo proposto por Hitzman *et al.* (1992) e Hitzman & Valenta (2005). Ainda são dissernidas características do embasamento e dos corpos máfico-ultramáficos hospedeiros de cada depósito.

CAPÍTULO V - ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL

No presente capítulo são descritos e discutidos, os resultados referentes aos estudos da distribuição dos elementos químicos nos minerais de seções polido-delgadas dos depósitos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana. Com o objetivo de caracterizar a composição química dos minerais formados nas diferentes fases de mineralização e alteração, foram feitas análises semiquantitativas em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS) e quantitativas em Microssonda Eletrônica, descritas a seguir.

V.1 ANÁLISES DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV-EDS)

As análises de MEV-EDS foram realizadas com o intuito de complementar as análises quantitativas da microssonda eletrônica, além dos estudos petrográficos. Visto que fornecem a associação entre a imagem de um determinado campo e os teores aproximados dos elementos que o compõem. Os resultados das análises semiquantitativas são expressos em termos dos elementos detectáveis que compõem o mineral (não em óxidos), e as somas dos teores sempre resultarão em 100%.

As análises que constam no presente capítulo, raramente representam a composição real dos minerais estudados, devido à baixa ou inexistente resolução associada às medidas dos elementos mais leves. Como o H não é identificado, por exemplo, o ânion OH^-, também não pode ser mensurado e, desta forma, os teores de outros elementos em anfibólios, micas ou cloritas, são relativamente sobrelevados, fornecendo uma composição diferente da real. Apesar de identificarem elementos prioritariamente a partir do Mg, algumas análises podem detectar carbono, em formas oxidadas (carbonatos ou compostos orgânicos). Como estão associadas à condução de um feixe de elétrons, a qualidade das imagens está diretamente ligada à corrente gerada pela interação do feixe com a superfície analisada. Análises feitas em amostras não metalizadas necessitam de algum material condutor, no caso do presente trabalho, os sulfetos e óxidos.

Desta forma, em regiões das seções onde a presença destes minerais era mais restrita, a qualidade das imagens se mostrou inferior. Foram analisados 26 campos em 8 amostras (3 de Caraíba, 2 de Surubim, 2 de Vermelhos e 1 de Sussuarana), dos quais

selecionou-se os melhores dados. Estes resultados estão organizados, por amostra de cada depósito, a seguir.

V.1.1 CARAÍBA

i) Seção FC-4413 (441,00) – Microclina quartzito

Esta rocha foi modalmente descrita como clorita-hiperstênio-microclina quartzito com muscovita e hornblenda. Apresenta mineralização expressiva com cristais de calcopirita e bornita. Foram obtidas três análises no sítio 1 (Figura V.1). Estes pontos parecem corresponder a anfibólios de diferentes composições (pontos 1 e 3), em contato com calcopirita (Tabela V.1).

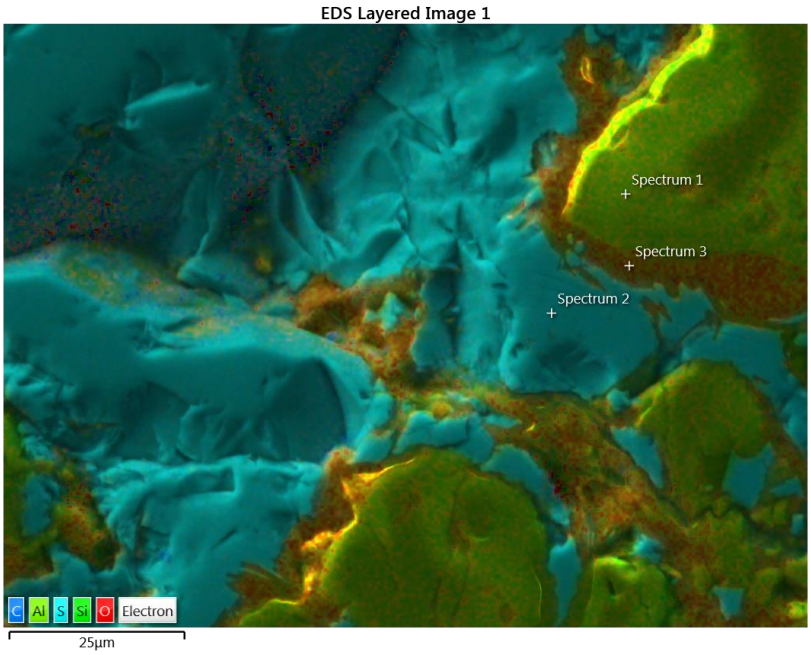
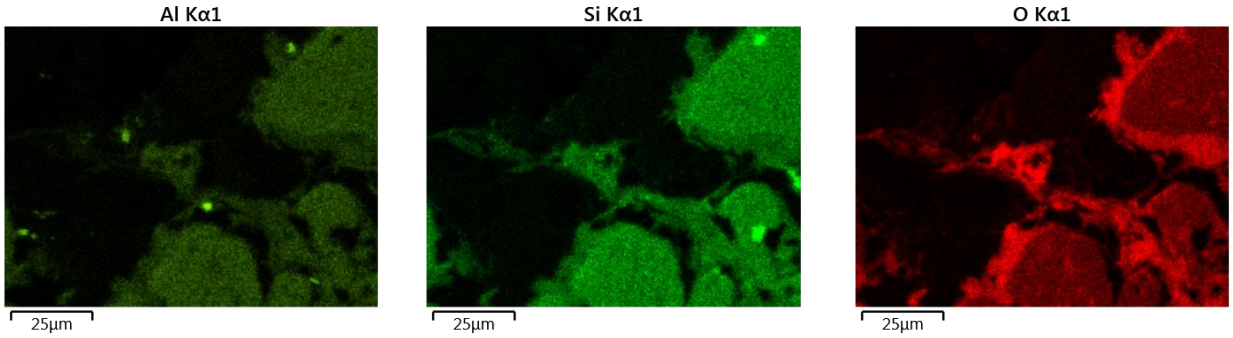


Figura V.1: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 1. Ocorrem cristais de anfibólios e calcopirita. Amostra FC-4413 (441.00) – Caraíba.



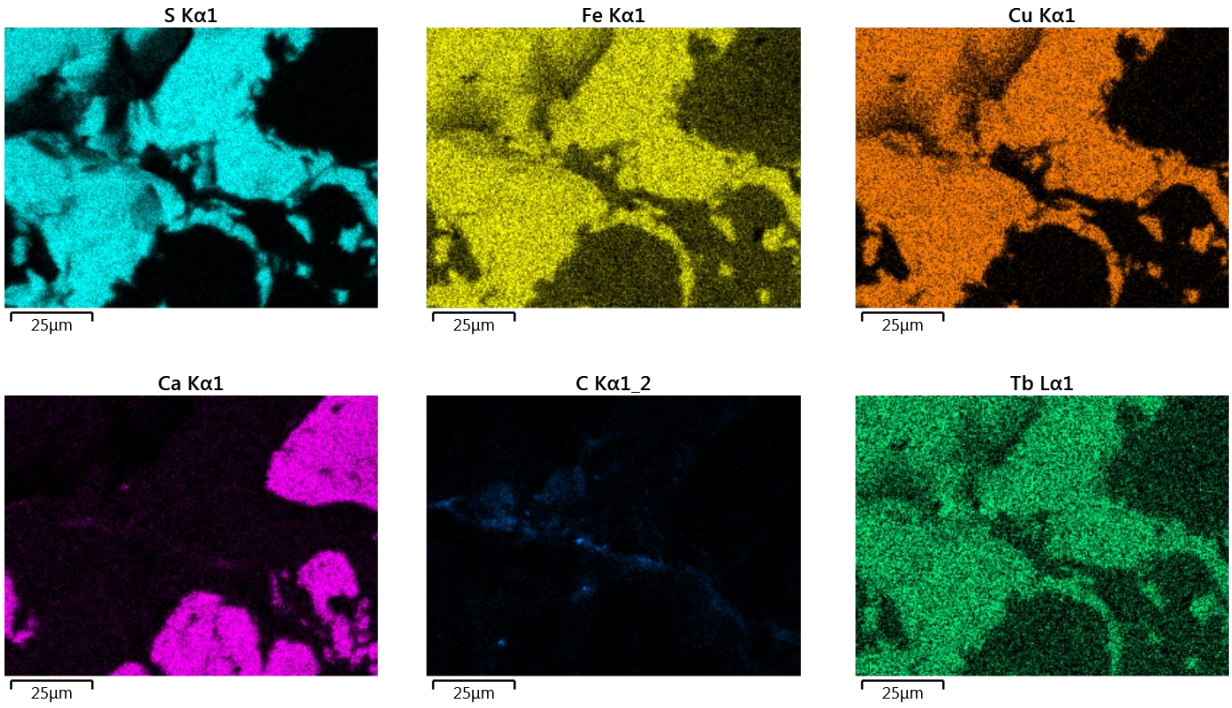


Figura V.2: Mapas de elementos do sítio 1. Amostra FC-4413 (444.00).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Al	Si	Ca	Fe	W
FC-4413 (1,1)	Anfibólio	44,48	12,45	17,75	15,12	8,74	1,46

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	S	Fe	Cu	C
FC-4413 (1,2)	Calcopirita	31,78	28,25	30,91	9,06

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Mn	Fe
FC-4413 (1,3)	Anfibólio	47,24	15,78	10,31	15,37	0,11	0,18	0,22	10,78

Tabela V.1: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 1, 2 e 3, realizadas no sítio 1, amostra FC-4413 (441.00).

Análises realizadas no sítio 2, revelam a existência de três fases minerais com composições distintas (Figura V.3). Os mapas de elemento mostram a variação nos teores de Si e Fe, ao longo das fases minerais (Figura V.4), e teores de Tb, que devem estar associadas à equívocos ocorridos, por possuir picos próximos ao do Fe. As análises EDS apontam para a existência de cristais de calcopirita (pontos 4 e 5; Tabela V.2) substituindo uma anfibólio (ponto 6), que também é substituído por quartzo, apresentando contatos embaiados.

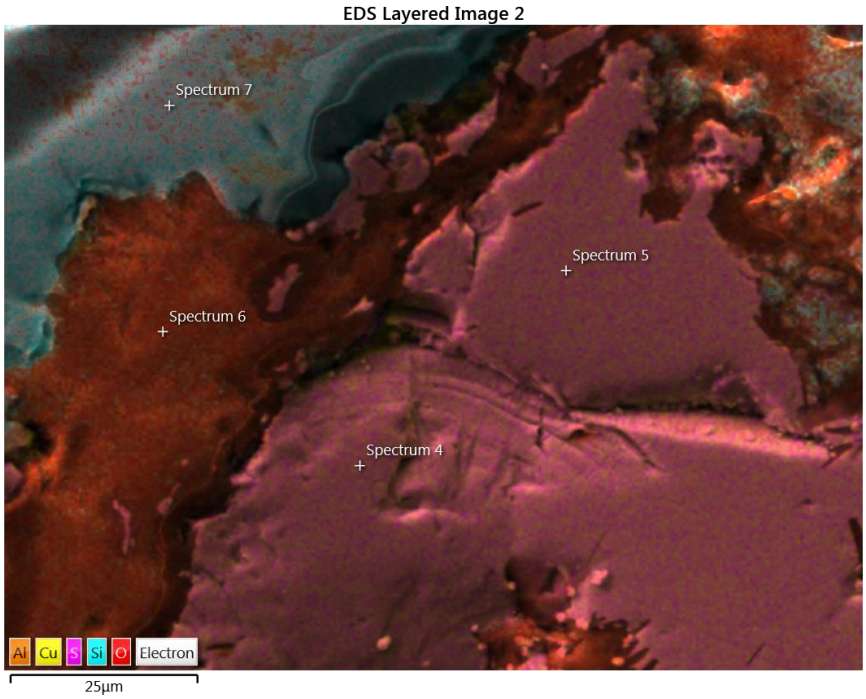
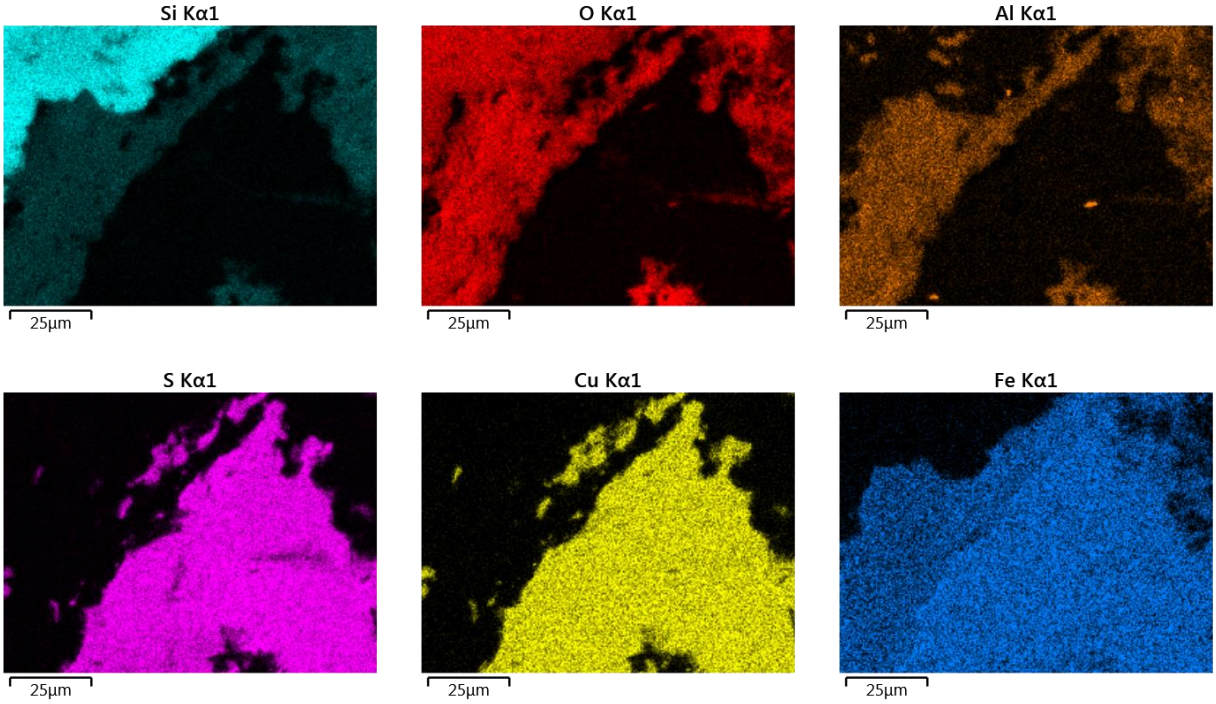


Figura V.3: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 2. Ocorrem cristais de calcopirita, anfibólio e quartzo. Amostra FC-4413 (441.00) – Caraíba.



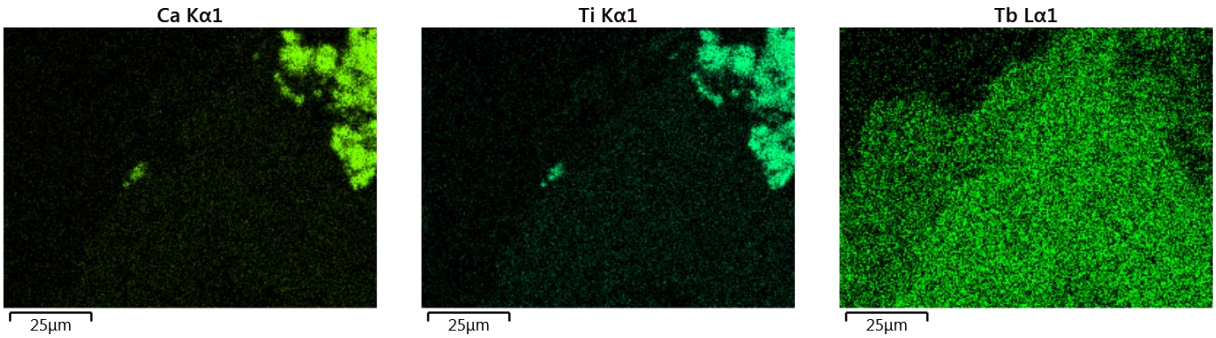


Figura V.4: Mapas de elementos do sítio 2. Amostra FC-4413 (444.00).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	S	Fe	Cu
FC-4413 (2,4)	Calcopirita	25,33	11,68	62,98
FC-4413 (2,5)	Calcopirita	25,81	11,72	62,47

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	Mn	Fe
FC-4413 (2,6)	Anfibólio	49,62	14,68	10,84	14,25	0,25	10,36

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Si
FC-4413 (2,7)	Quartzo	56.66	43.34

Tabela V.2: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 4, 5, 6 e 7, realizadas no sítio 2, amostra FC-4413 (441.00).

ii) Seção FC-4491 (83,97) – Andesina serpentinito

Esta seção foi modalmente determinada como flogopita-quartzo-andesina serpentinito com teores elevados de magnetita e calcopirita, com bornita ocorrendo de modo restrito.

Nesta seção é possível observar relictos de anfibólio sendo substituídos por flogopita e magnetita (Tabela V.3; Figura V.5). Os cristais de flogopita e magnetita estão intercrescidos, enquanto que a ocorrência de anfibólio restringe-se a uma zona mais preservada no contato entre os cristais. Os mapas de elementos mostram, mais claramente, este intercrescimento, sendo observado, dentro do cristal de magnetita, teores de Si, K e Al, justamente associados à presença de flogopita coexistindo com o espinélio (Figura V.6).

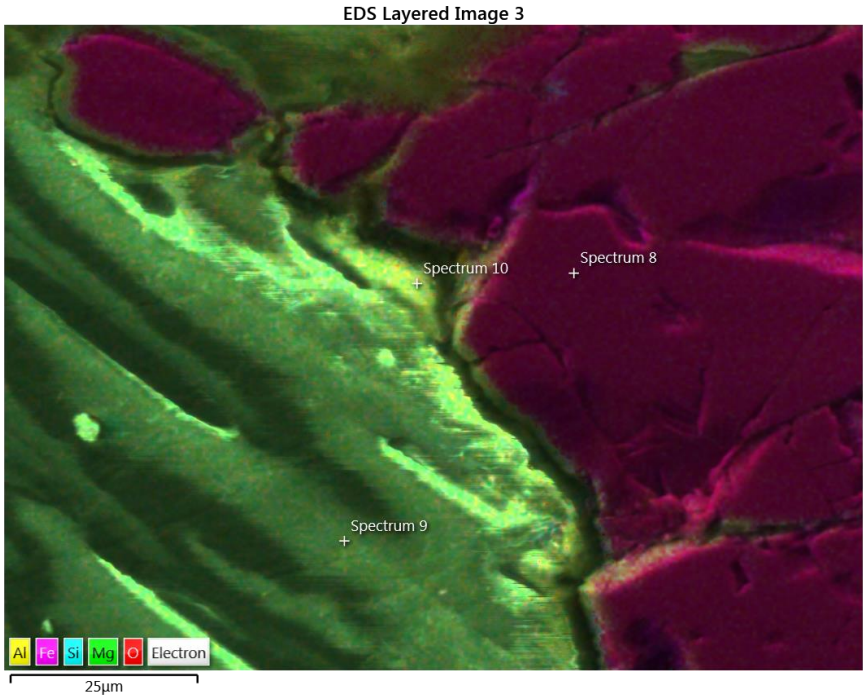
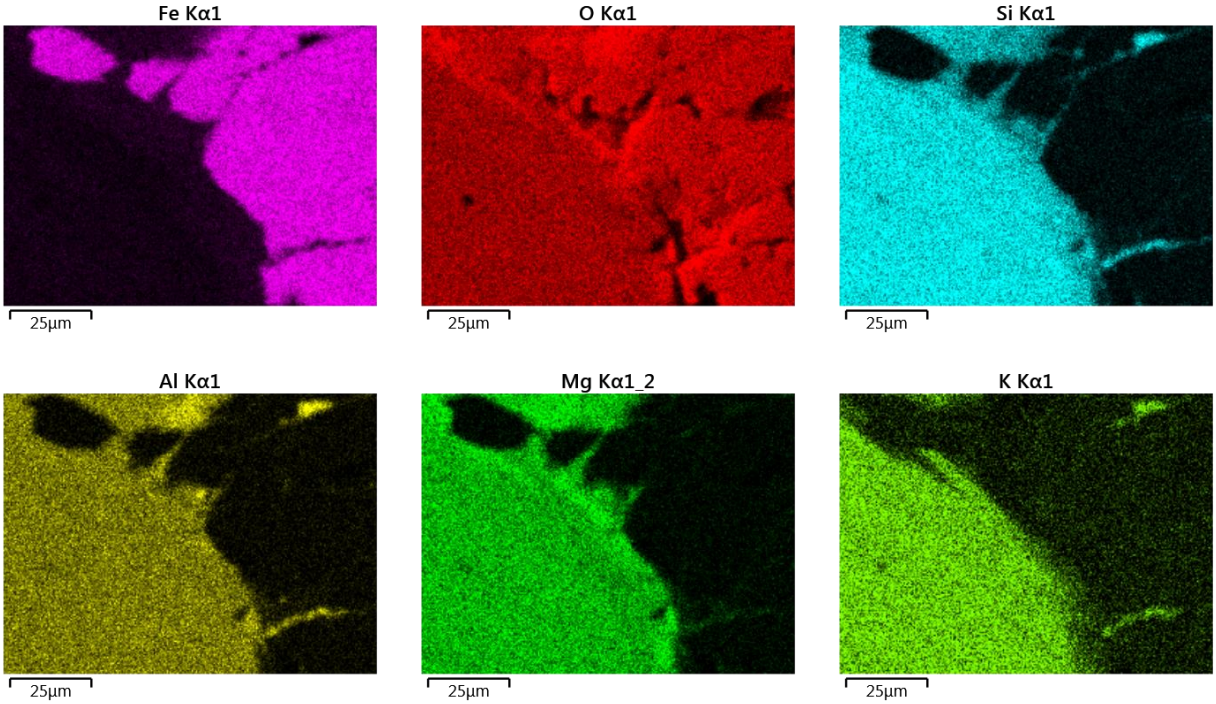


Figura V.5: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 3. Ocorrem cristais de magnetita, flogopita e anfibólio. Amostra FC-4491 (83.97) – Caraíba.



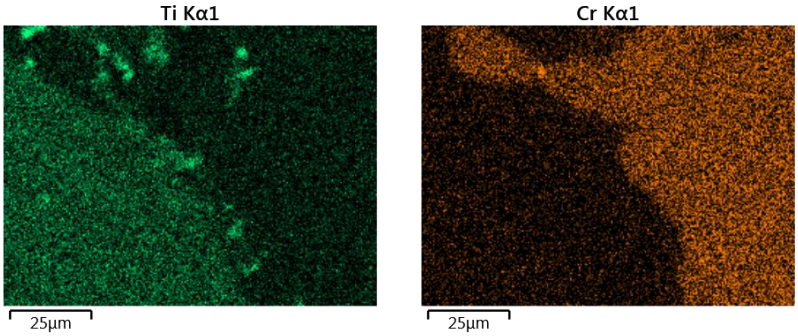


Figura V.6: Mapas de elementos do sítio 3. Amostra FC-4491 (83.97).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	V	Cr	Fe
FC-4491 (3,8)	Magnetita	28,78	0,38	1,88	68,97

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe
FC-4491 (3,9)	Flogopita	47,04	10,45	8,97	18,43	7,05	0	2,47	5,58
FC-4491 (3,10)	Anfibólio	49,23	12,44	9,14	14,62	1,96	1,25	2,42	8,96

Tabela V.3: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 8, 9 e 10, realizadas no sítio 3, amostra FC-4491 (83.97).

No sítio 6, ocorrem dois minerais intercrescidos, com uma aparente clivagem, em contato com um mineral xenoblástico (Figura V.7). Ao observar os mapas de elementos fica evidente o intercrescimento entre uma fase mais rica em K e Al, e outra mais rica em Ca e Ti, descritas como flogopita e titanita, respectivamente (Figura V.8; Tabela V.4).

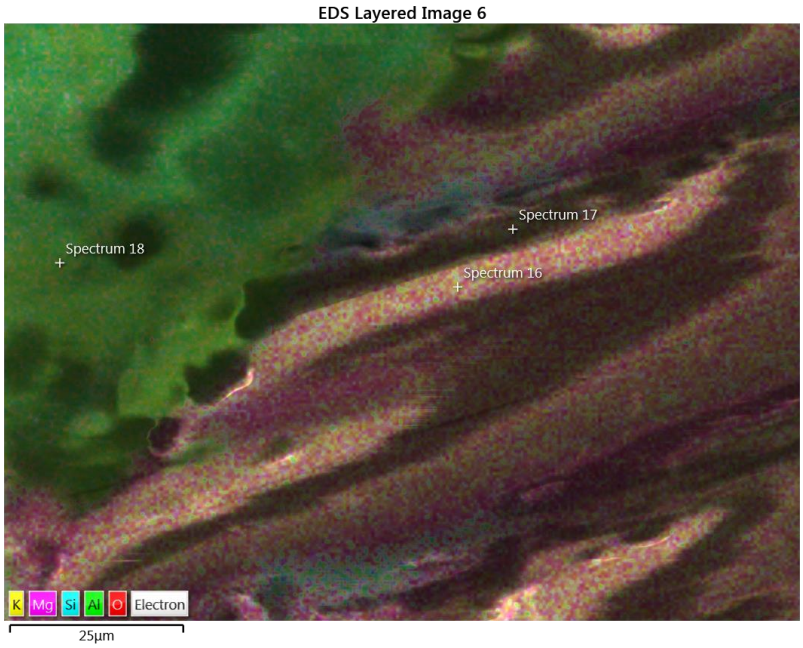


Figura V.7: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 6. Ocorrem cristais de flogopita e titanita intercrescidos e anfibólio. Amostra FC-4491 (83.97) – Caraíba.

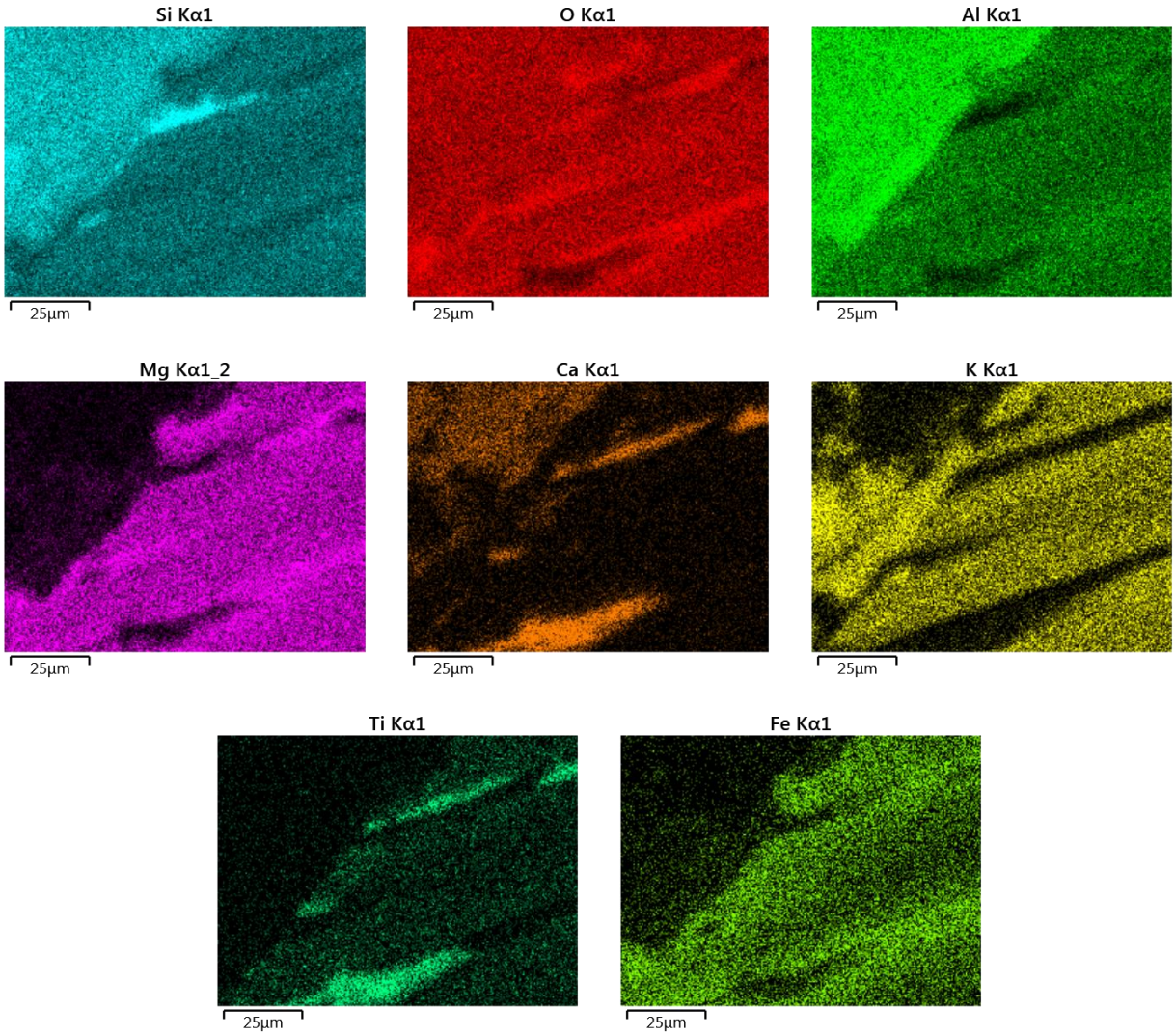


Figura V.8: Mapas de elementos do sítio 6. Amostra FC-4491 (83.97).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Sn	U
FC-4491 (6, 16)	Flogopita	47,15	9,26	8,3	19,11	5,78	0	1,59	8,53	0,55	0,83

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe
FC-4491 (6,17)	Titanita	0,75	46,9	4,98	4	15,12	0,87	5,88	5,49	4,26

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe
FC-4491 (6,18)	Anfibólio	47,89	4,42	0,25	14,28	26,56	1,55	4,61	0,44

Tabela V.4: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 16, 17 e 18, realizadas no sítio 6, amostra FC-4491 (83.97).

iii) Seção FC-2935 (294.26) – Serpentina microclinito

Segundo a classificação modal, esta seção foi descrita como diopsídio-quartzo flogopita-serpentina microclinito, com pirrotita e traços de pirita.

No sítio 7 foram analisados quatro pontos (Figura V.9). Estes pontos apresentam mais ampla variação nos teores de K e Mg (Figura V.10), e foram entendidos como piroxênios (19, 20 e 21) e flogopita (22; Tabela V.5).

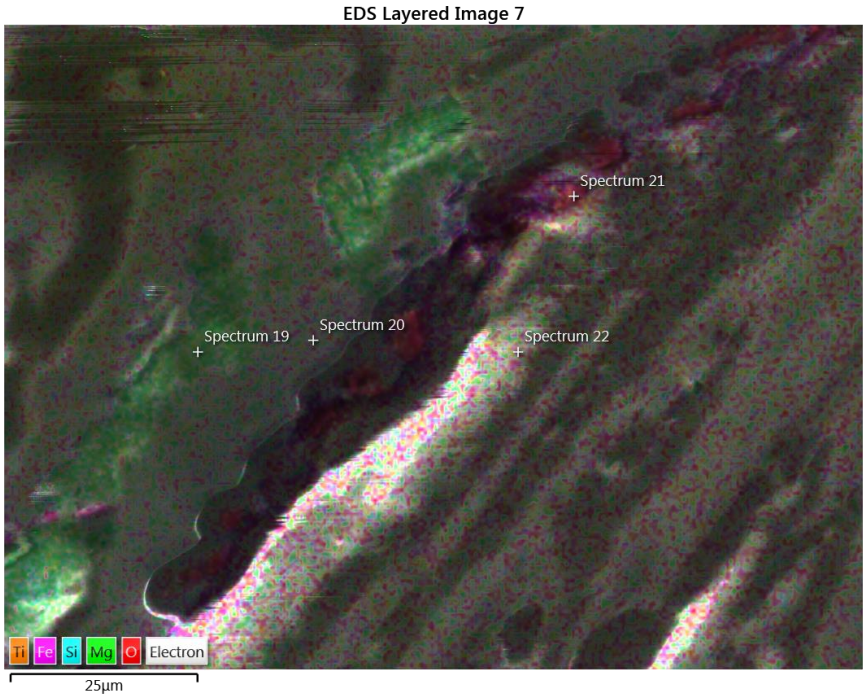
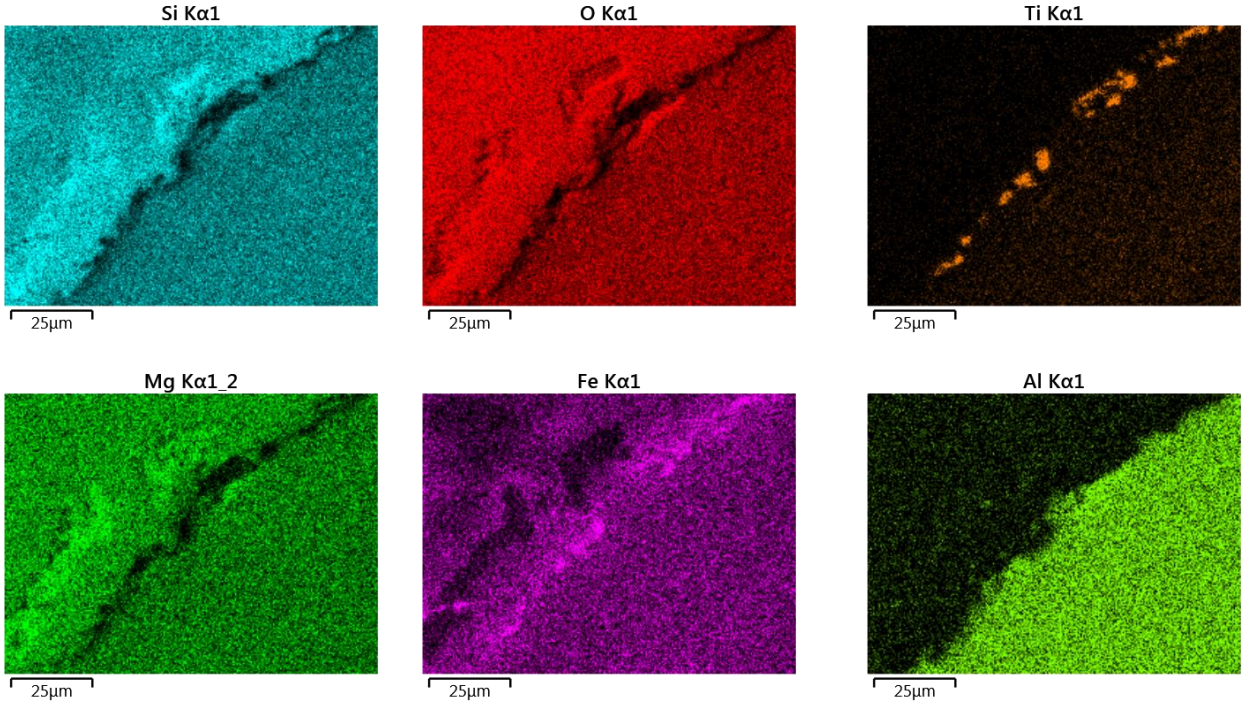


Figura V.9: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 7. Ocorrem cristais de piroxênios e flogopita. Amostra FC-2935 (294.26) – Caraíba.



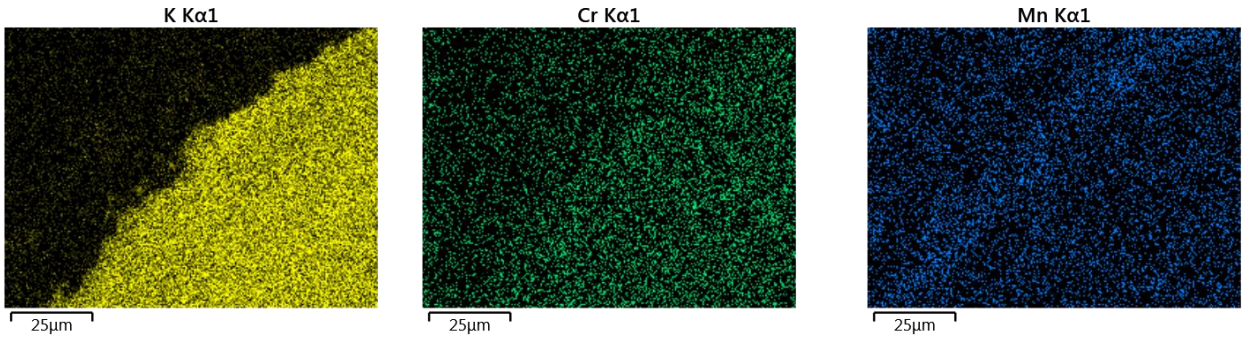


Figura V.10: Mapas de elementos do sítio 7. Amostra FC-2935 (294.26).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Mn	Fe
FC-2935 (7,19)	Piroxênio	48,07	14,84	0,41	28,69	0	0	0	7,99
FC-2935 (7,20)	Piroxênio	43,49	11,11	0,23	26,68	0,28	0,3	0,69	17,23

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	K	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ba
FC-2935 (7,21)	Piroxênio	39,75	5,3	3,73	9,44	2,58	14,14	0	0	0,8	24,35	0
FC-2935 (7,22)	Flogopita	40,74	8,63	8,42	18,27	6,95	1,41	0,21	0,46	0	14,17	0,74

Tabela V.5: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 19, 20, 21 e 22, realizadas no sítio 7, amostra FC-2935 (294.26).

V.1.2 SURUBIM

i) Seção FSEX-006 (204,35) – Quartzo microclinito

Esta seção foi modalmente identificada como andesina-flogopita-quartzo microclinito, magnetita e traços de pirita. No sítio 11, onde foram tomados quatro pontos, é possível observar o contato entre três fases minerais (Figura V.11). Duas destas estão intercrescidas, com teores de Ca, Ti e Fe variando visivelmente entre as fases (Figura V.12). De acordo com a composição obtida pelas análises semiquantitativas EDS, as fases minerais intercrescidas (pontos 33, 34 e 35) foram interpretadas como ilmenita e titanita intercrescidas (Tabela V.6). O outro mineral, em contato com as fases titaníferas, seria a magnetita.

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Al	Si	Ca	Ti	V	Fe	Mn
FSEX-006 (11,32)	Magnetita	28,74	0	0	0	0	0,29	70,97	0
FSEX-006 (11,33)	Ilmenita	34,43	0	0	0	24,27	0	40,01	1,30
FSEX-006 (11,34)	Titanita	39,02	0,58	9,45	10,85	25,67	0	13,81	0,61
FSEX-006 (11,35)	Ilmenita	35,71	0	0,75	0,98	28,32	0	32,70	1,54

Tabela V.6: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 32, 33, 34 e 35 realizadas no sítio 11, amostra FSEX-006 (204.35).

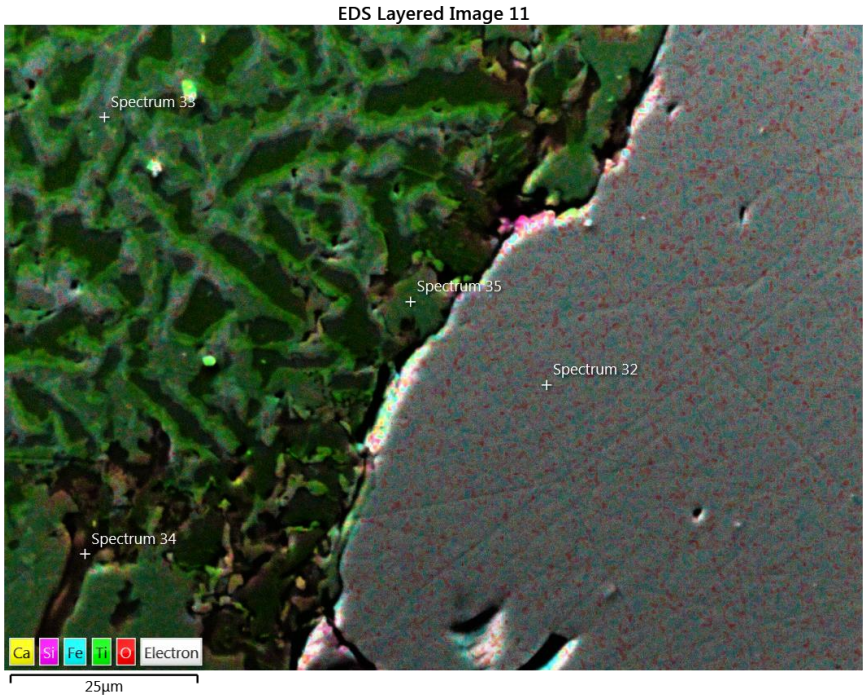


Figura V.11: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 11. Ocorrem cristais de magnetita, e titanita e ilmenita intercrescidas. Amostra FSEX-006 (204.35) – Surubim.

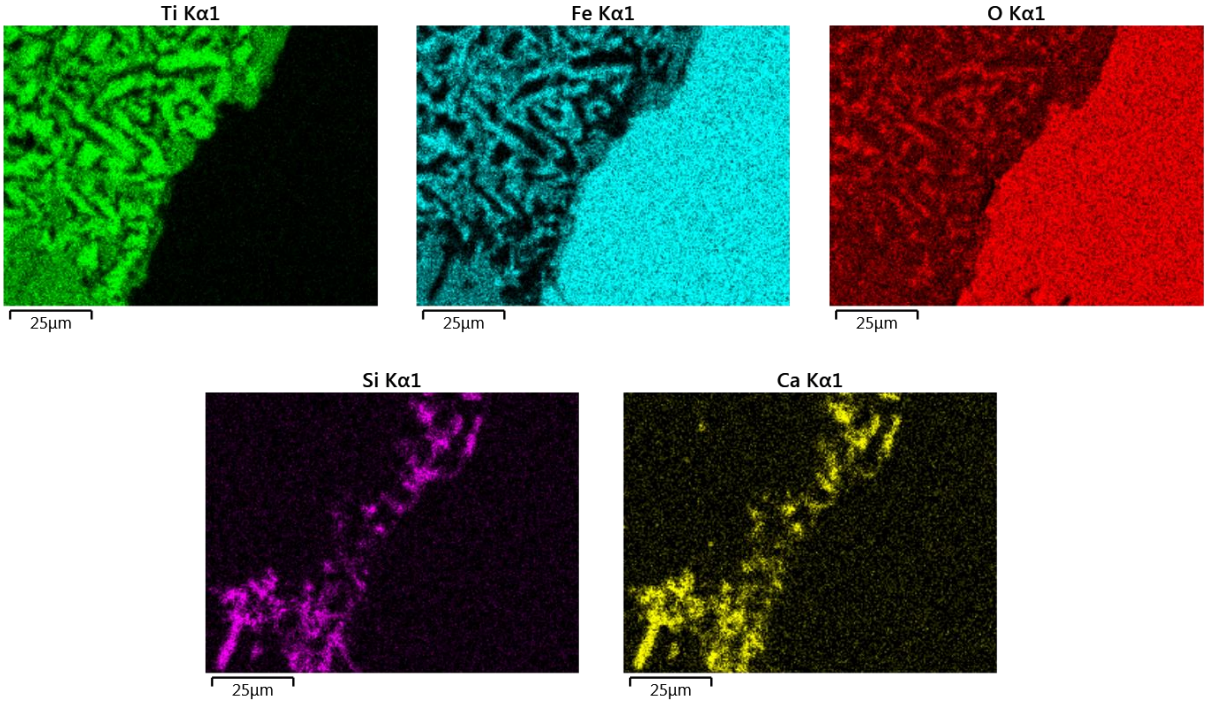


Figura V.12: Mapas de elementos do sítio 11. Amostra FSEX-006 (204.35).

ii) Seção FSBC-001 (79,30a) – Almandina-flogopitito

Macroscopicamente descrita como metabásica, esta seção foi identificada ao microscópio como sericita-andesina-almandina flogopitito com grossulária, quartzo e microclina. Foram obtidos três pontos de fases minerais em contato reto e curvo, no sítio 14 (Figura V.13). De acordo com a composição química obtida pelo EDS, estas fases foram identificadas como bornita (43 e 44) e flogopita (45; Tabela V.7). O ponto 44 obteve teores elevados de C, possivelmente associado ao bálsamo utilizado para a confecção da seção (composto orgânico).

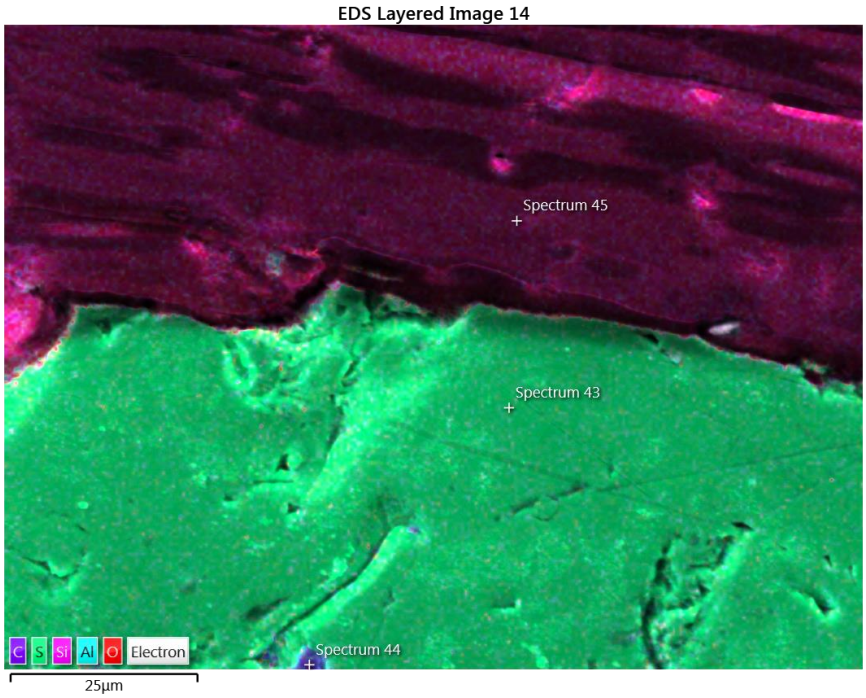
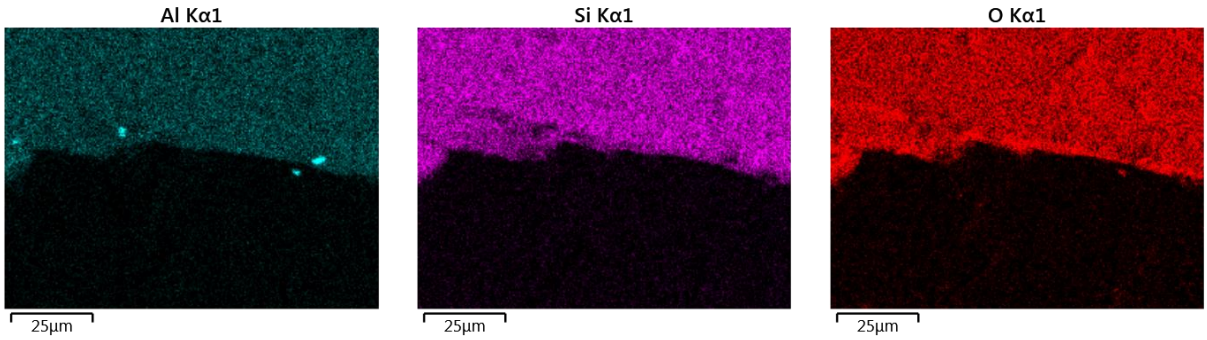


Figura V.13: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 14. Ocorrem cristais de bornita e flogopita. Amostra FSBC-001 (79.30a) – Surubim.



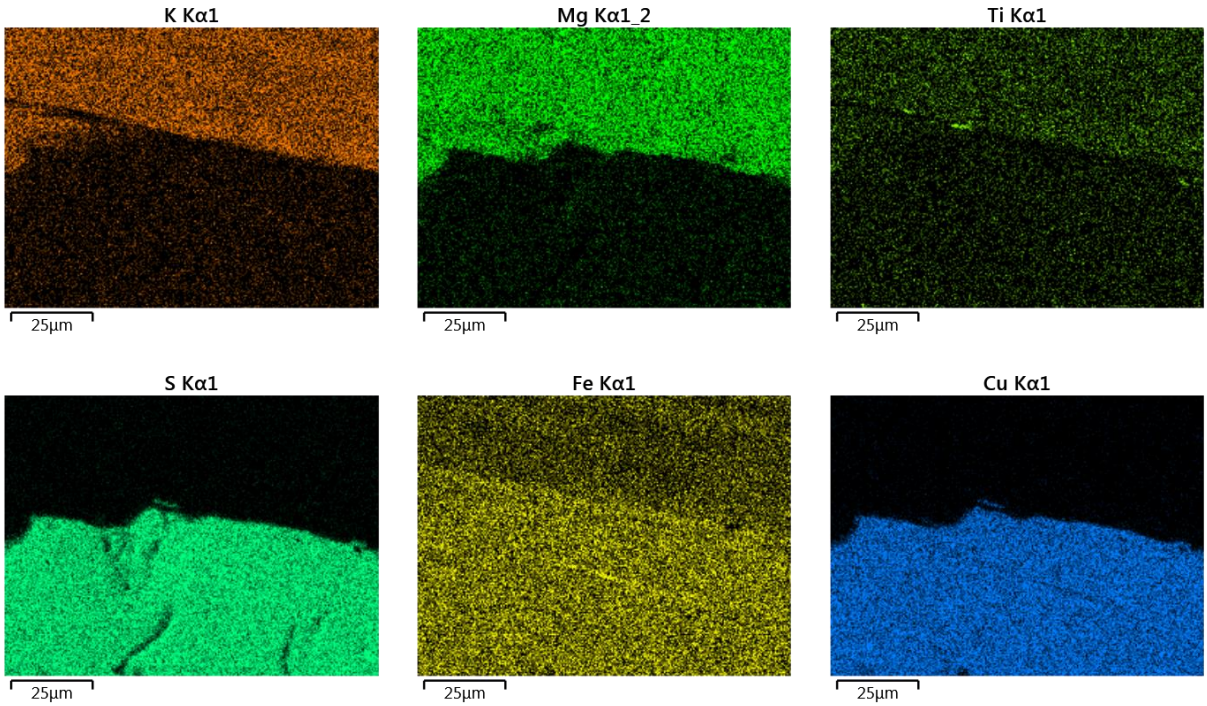


Figura V.14: Mapas de elementos do sítio 14. Amostra FSBC-001 (79.30a).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	S	Fe	Cu	C
FSBC-001 (14,43)	Bornita	28,22	11,75	60,04	0
FSBC-001 (14,44)	Bornita	4,04	1,89	8,40	85,67

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ti	Cr	Fe	Ba
FSBC-001 (14,45)	Flogopita	46,28	0,20	8,98	9,32	17,57	6,59	2,28	0,29	7,85	0,64

Tabela V.7: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 43, 44 e 45, realizadas no sítio 14, amostra FSBC-001 (79.30a).

No sítio 15 foram tomados dois pontos, que tiveram suas composições associadas à bornita e à clorita (Tabela V.8). A imagem acamadada revela o hábito da clorita como tendendo ao acicular, além de uma substituição do sulfeto por este silicato (Figura V.15).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	S	Fe	Cu
FSBC-001 (15,46)	Bornita	26,57	13,13	60,30

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	Cr	Fe	Cu
FSBC-001 (15,47)	Clorita	46,42	6,08	12,1	12,27	0,32	22,39	0,41

Tabela V.8: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 46 e 47, realizadas no sítio 15, amostra FSBC-001 (79.30a).

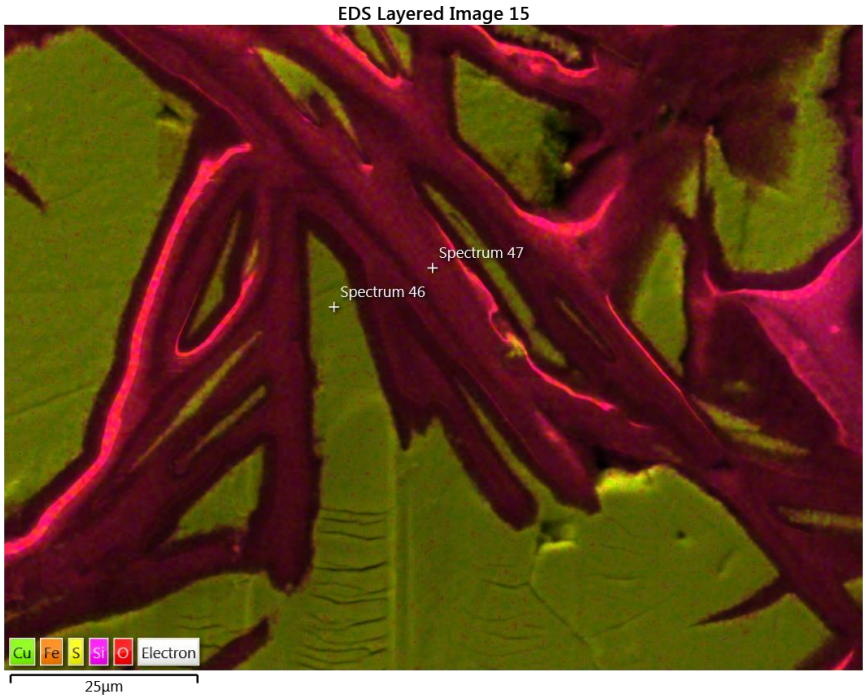


Figura V.15: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 15. Ocorrem cristais de clorita e bornita. Amostra FSBC-001 (79.30a) – Surubim.

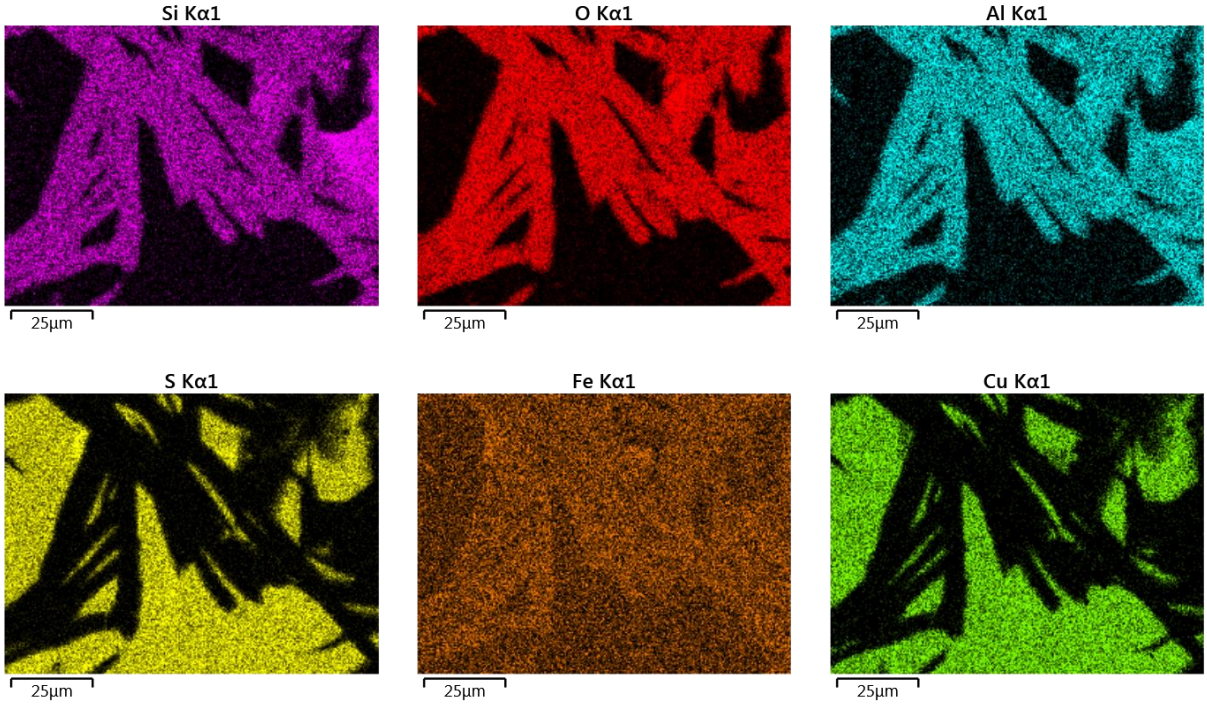


Figura V.16: Mapas de elementos do sítio 15. Amostra FSBC-001 (79.30a).

A imagem da Figura V.17 revela o contato visível entre duas fases minerais, analisadas no sítio 16. Entretanto, as análises semiquantitativas revelaram que este campo trata-se do contato entre granada, bornita e hercinita (Tabela V.9).

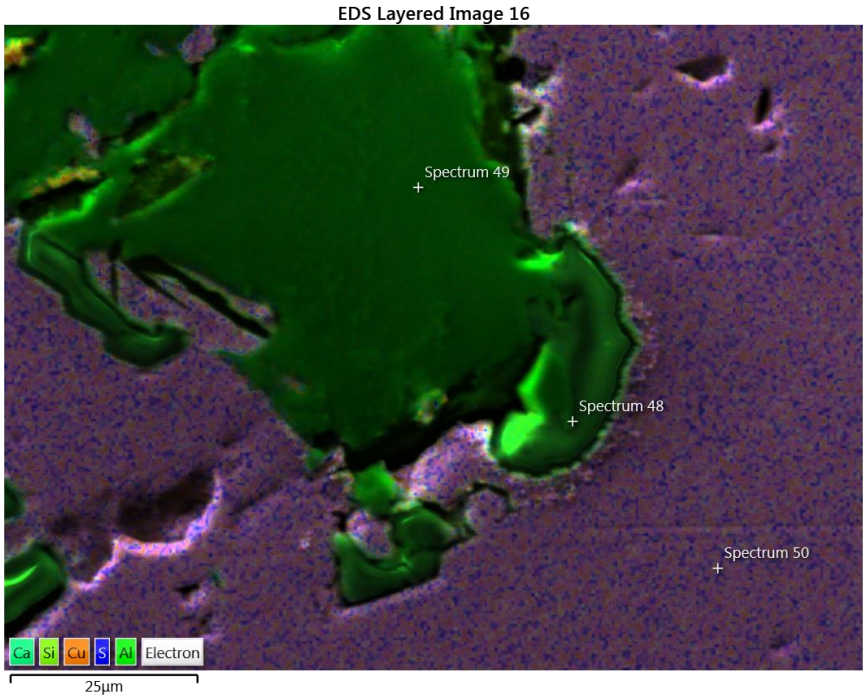
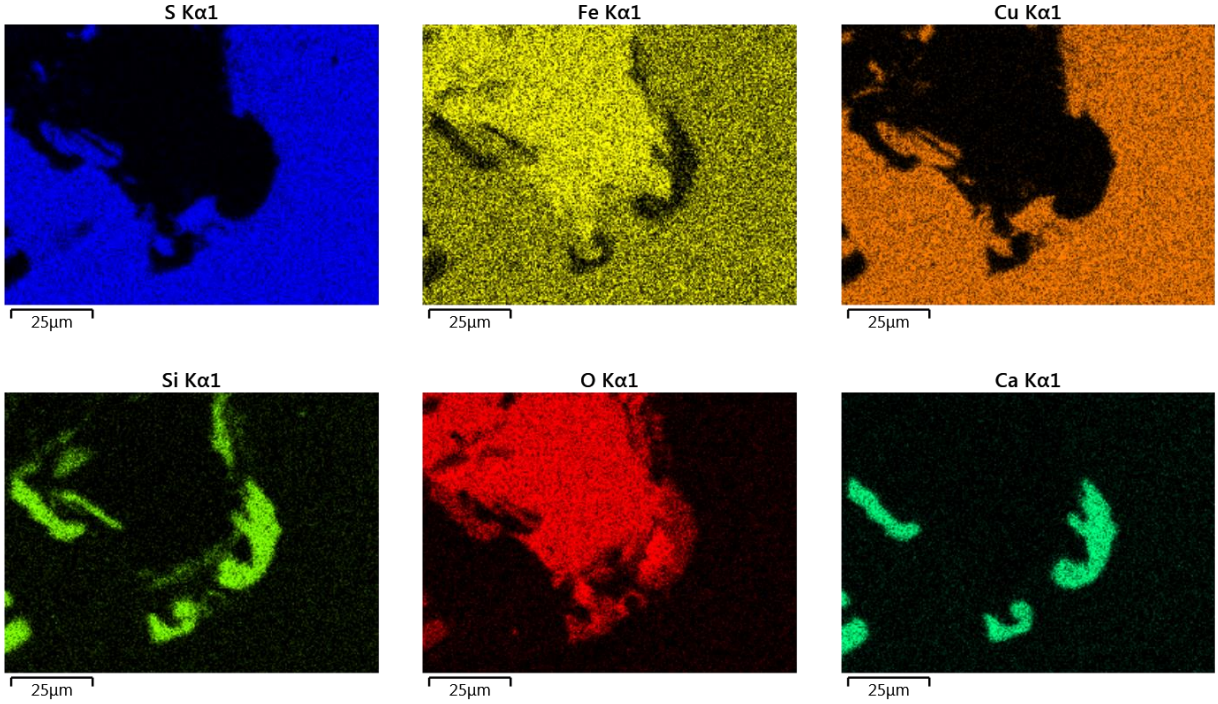


Figura V.17: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 16. Ocorrem cristais de grossulária, hercinita e bornita. Amostra FSBC-001 (79.30a) – Surubim.



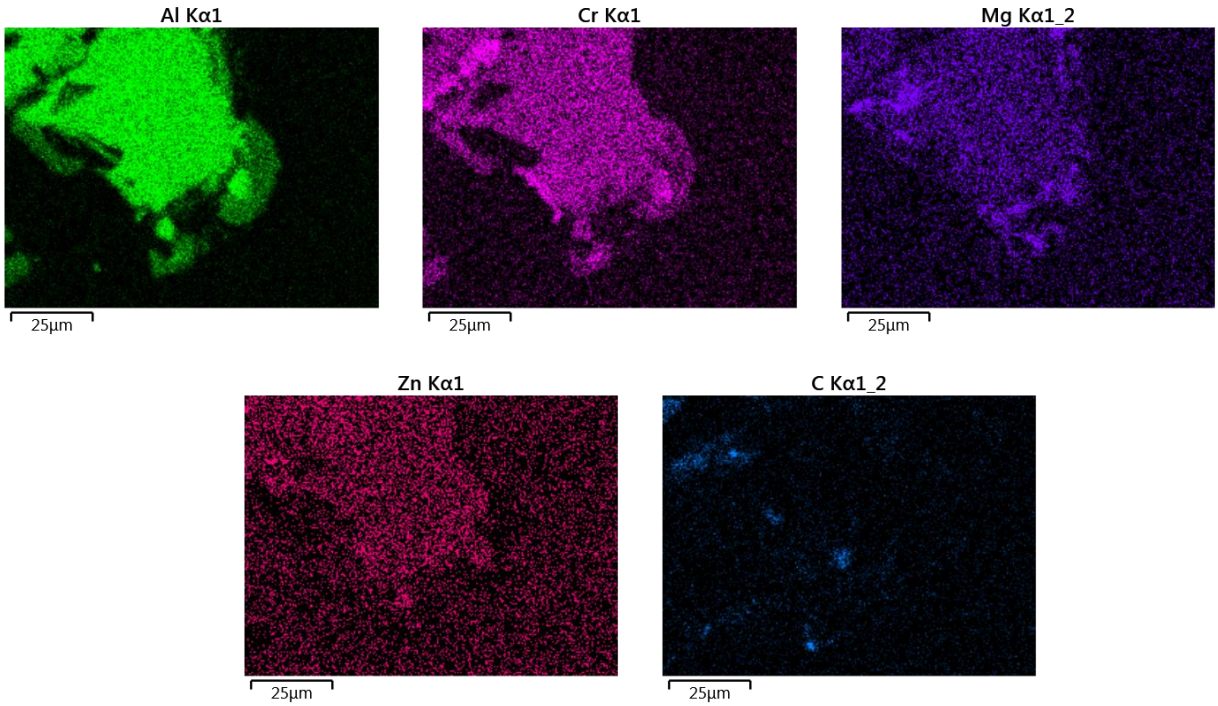


Figura V.18 Mapas de elementos do sítio 16. Amostra FSBC-001(79.30a).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Al	Si	S	Ca	V	Cr	Mn	Fe	Cu	Zn
FSBC-001 (16,48)	Granada	37,12	11,17	11,45	0,48	14,26	0,39	8,49	0,43	11,44	2,31	2,01

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	V	Cr	Fe	Cu	Zn
FSBC-001 (16,49)	Espinélio	32,89	1,96	26,95	0,38	7,57	25,55	0,53	4,18

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	S	Fe	Cu
FSBC-001 (16,50)	Bornita	25,74	11,58	62,68

Tabela V.9: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 48, 49 e 50, realizadas no sítio 16, amostra FSBC-001 (79.30a).

V.1.3 VERMELHOS

i) Seção FVS-41 (286,65) – Flogopita meta-hiperstenito

Esta seção foi macroscopicamente identificada como piroxenito e microscopicamente classificada como quartzo-microclina-flogopita meta-hiperstenito, com calcopirita, bornita e magnetita maciças e traços de pirita.

A imagem acamadada, do Sítio 19, apresenta um complexo contexto textural para as fases que a compõem (Figura V.19). Os mapas de elementos mostram as variações nos teores de Cu e Fe, e altos teores de C, neste caso associado ao bálsamo (Figura V.20). As análises EDS apontam para o contato entre flogopita e bornita (Tabela V.10).

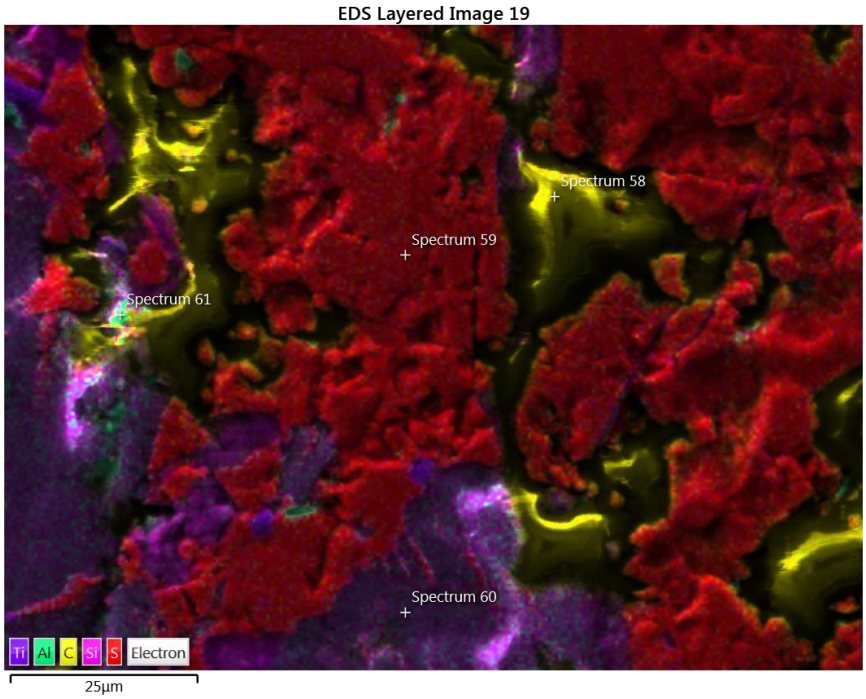
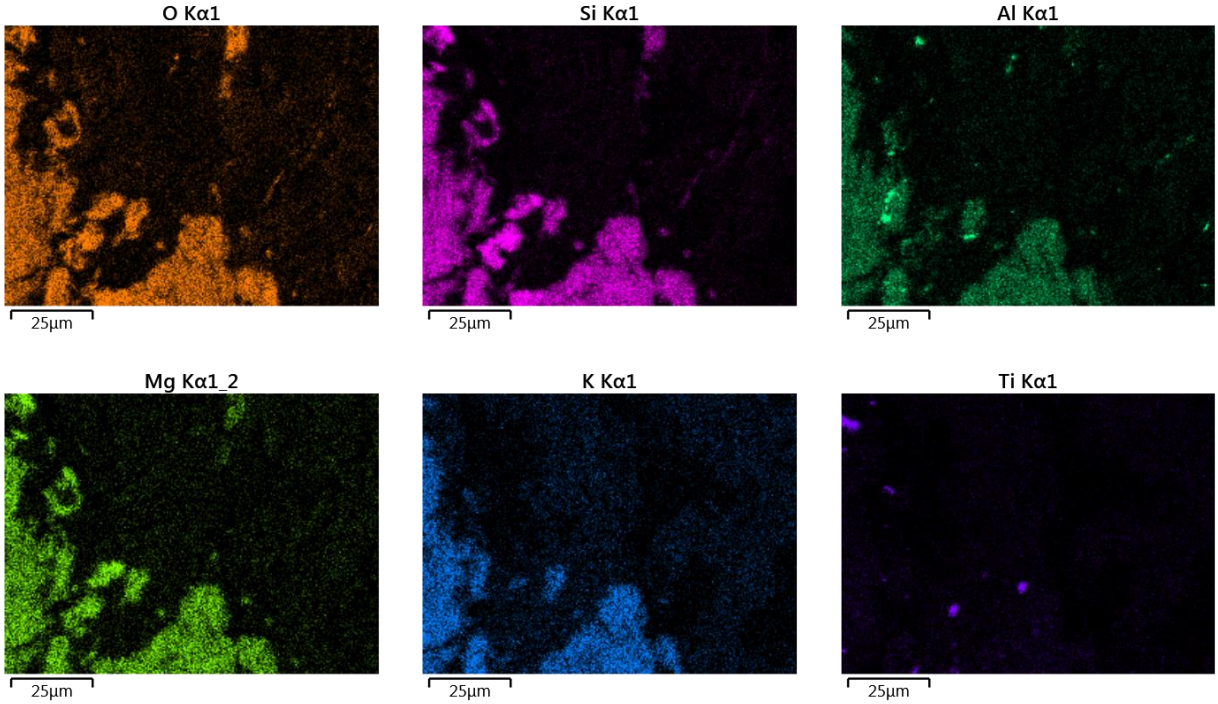


Figura V.19: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 19. Ocorrem cristais de bornita e flogopita. Amostra FVS-41 (286.65) – Vermelhos.



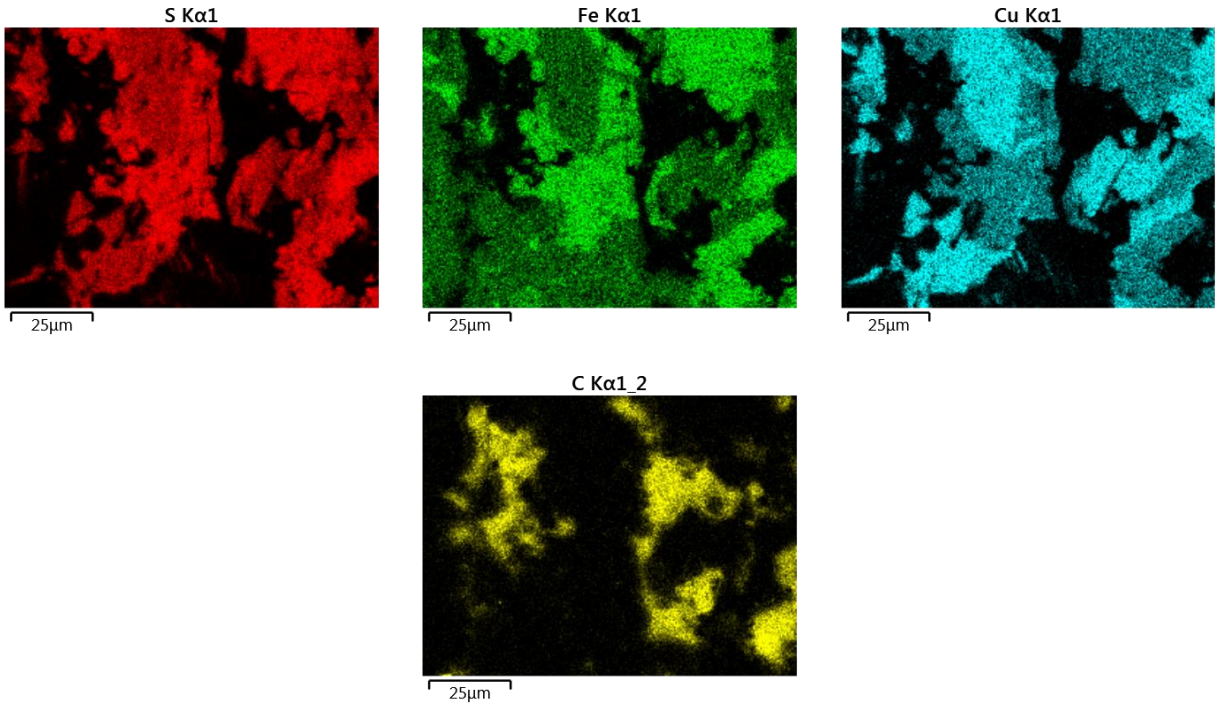


Figura V.20: Mapas de elementos do sítio 19. Amostra FVS-41 (286.65).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	S	Fe	Cu
FVS-41 (19,59)	Bornita	29,11	18,08	52,80

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	S	Cl	K	Ti	Cr	Fe	Ni	Cu
FVS-41 (19,60)	Flogopita	41,40	7,85	7,99	16,82	0,69	0,25	5,81	2,50	0,45	14,77	0,73	0,69

Tabela V.10: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 59 e 60, realizadas no sítio 19, amostra FVS-41 (286.65).

No Sítio 20 foram tomados 4 pontos, associados a cristais de calcopirita, bornita, apatita e cromita (Tabela V.11). A imagem acamadada mostra o intercrescimento entre os sulfetos e a ocorrência restrita da apatita, entre o óxido e os sulfetos (Figura V.21).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	S	Fe	Cu	Co	Ni
FVS-41 (20,62)	Calcopirita	35,22	30,45	34,33	0	0
FVS-41 (20,63)	Bornita	24,87	6,65	67,29	0,58	0,61

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Si	P	S	Ca	Cr	Fe	Cu	Ce
FVS-41 (20,64)	Apatita	32,36	0,49	16,97	3,45	36,65	0,79	3,27	4,72	1,20

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Al	Ti	V	Cr	Fe	Zn
FVS-41 (20,65)	Cr-Espinélio	29,00	12,14	0,38	0,55	24,38	32,31	1,23

Tabela V.11: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 62, 63, 64 e 65, realizadas no sítio 20, amostra FVS-41 (286.65).

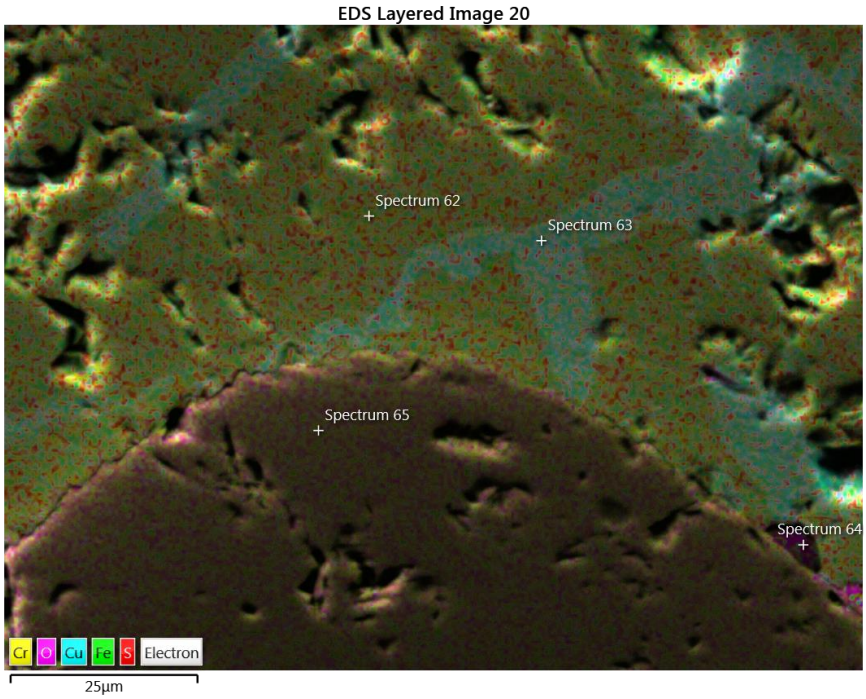


Figura V.21: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 20. Ocorrem cristais de calcopirita e bornita intercrescidos, cromita e apatita. Amostra FVS-41 (286.65) – Vermelhos.

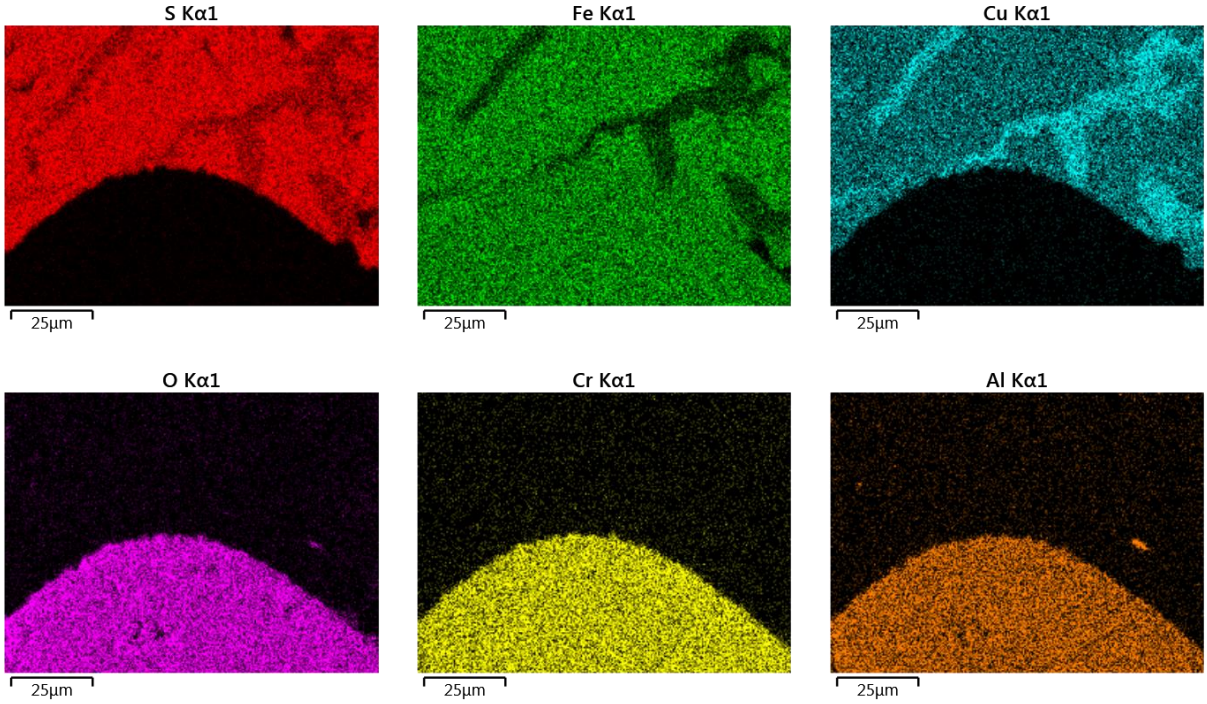


Figura V.22: Mapas de elementos do sítio 20. Amostra FVS-41 (286.65).

A imagem da Figura V.23, mostra flogopita intercrescidas com sulfetos, e uma porção onde aparece o bálsamo (Tabela V.12).

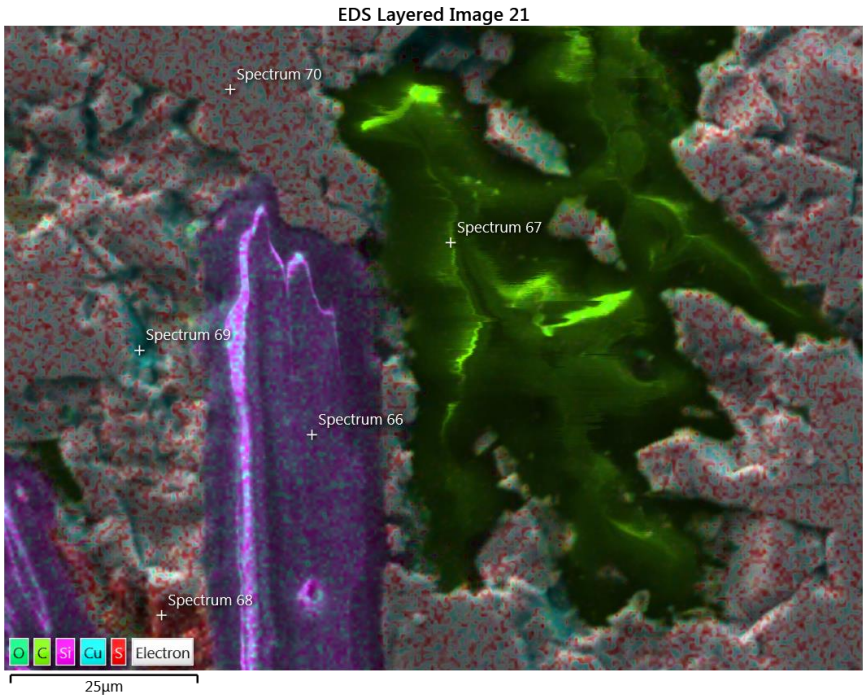
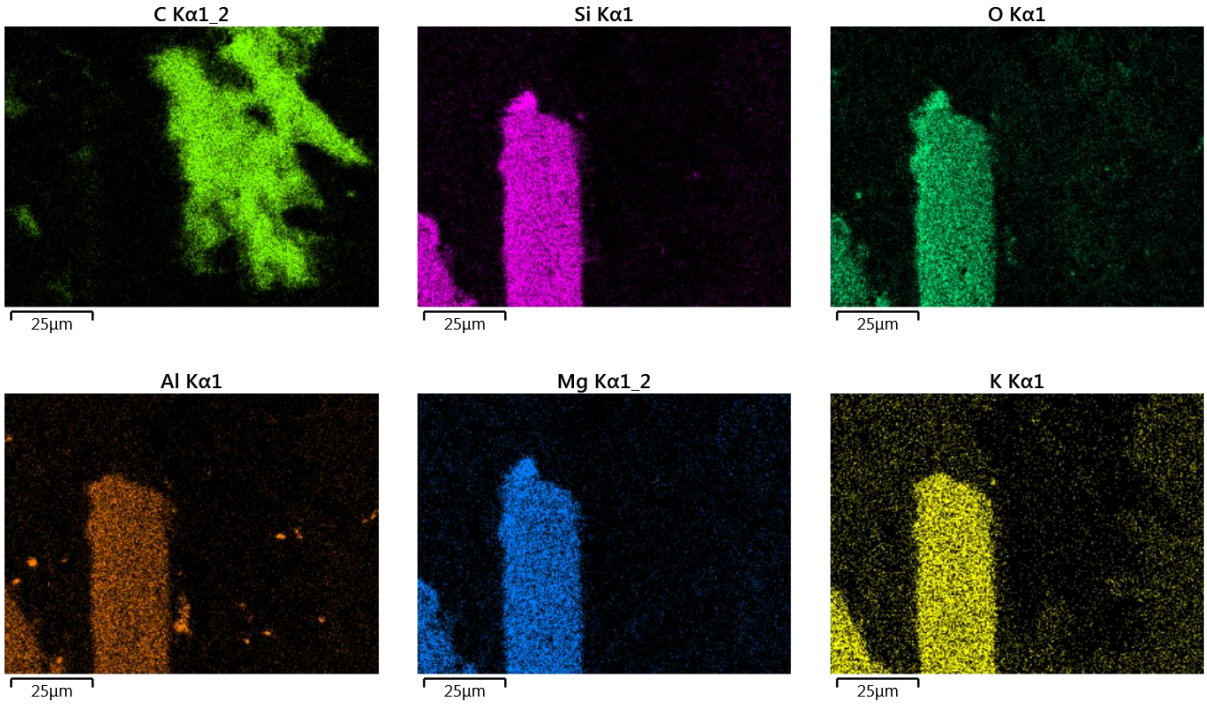


Figura V.23: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 21. Ocorrem cristais de flogopita, calcopirita e bornita. Amostra FVS-41 (286.65) – Vermelhos.



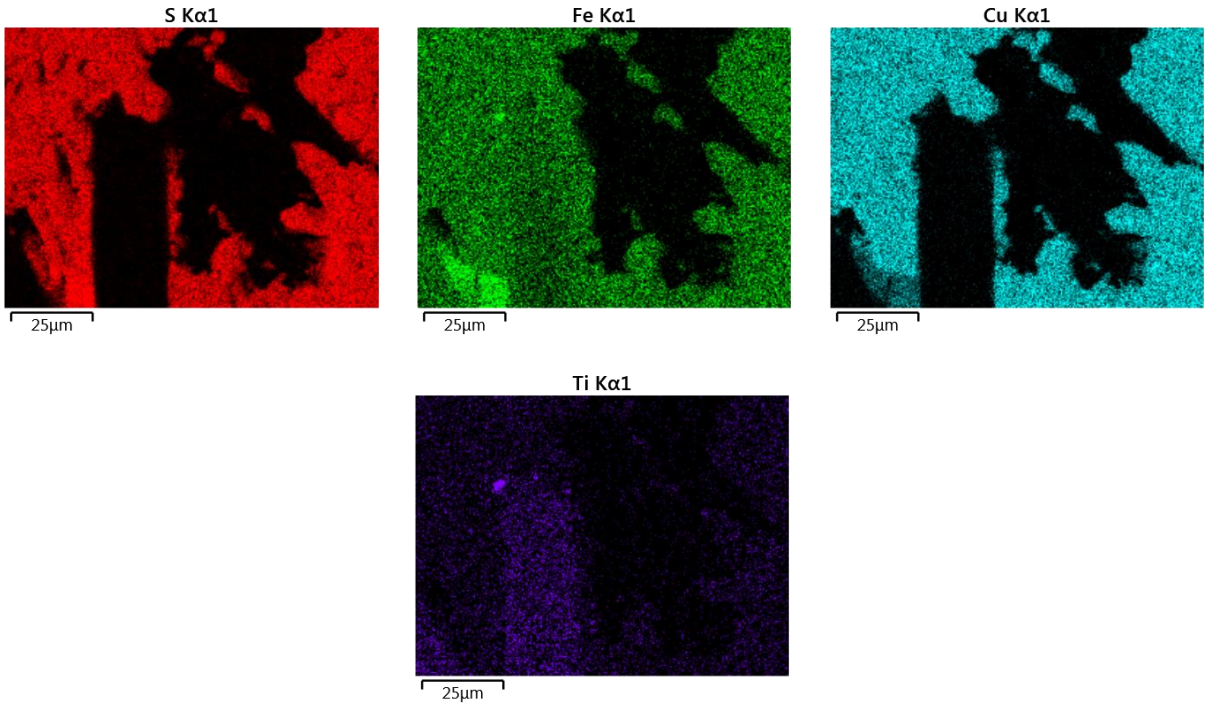


Figura V.24: Mapas de elementos do sítio 21. Amostra FVS-41 (286.65).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	Cl	K	Ti	Cr	Fe
FVS-41 (21,66)	Flogopita	43,01	8,67	8,29	18,18	0,18	7,70	2,44	0,50	11,04

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	S	Fe	Cu	C	O	Al	Si
FVS-41 (21,68)	Calcopirita	30,14	26,57	30,22	11,02	2,05	0	0
FVS-41 (21,69)	Bornita	5,93	12,69	76,90	2,82	1,16	0,20	0,30
FVS-41 (21,70)	Bornita	26,02	11,30	62,68	0	0	0	0

Tabela V.12: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 66, 68, 69 e 70, realizadas no sítio 21, amostra FVS-41 (286.65).

ii) Seção FVS-85 (309,90) – Quartzo-baritito

Em lâmina, esta amostra foi descrita como quartzo baritito com actnolita, com traço de cloritas. Ocorrem magnetita e vênulas de pirita e formação de hematita tardia. Ocorrem vênulas de pirita. O sítio 22 apresenta cristais de barita, truncados por vênulas de calcita, com uma porção de exposição do bálsamo (Tabela V.13; Figura V.25).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	C	O	Al	Si	Ca	Fe	W
FVS-85 (22,72)	Calcita	22,07	54,78	0,24	1,42	19,71	1,32	0,46

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	S	Ba
FVS-85 (22,73)	Barita	34,58	14,23	51,19

Tabela V.13: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 72 e 73, realizadas no sítio 22, amostra FVS-85 (309.82)

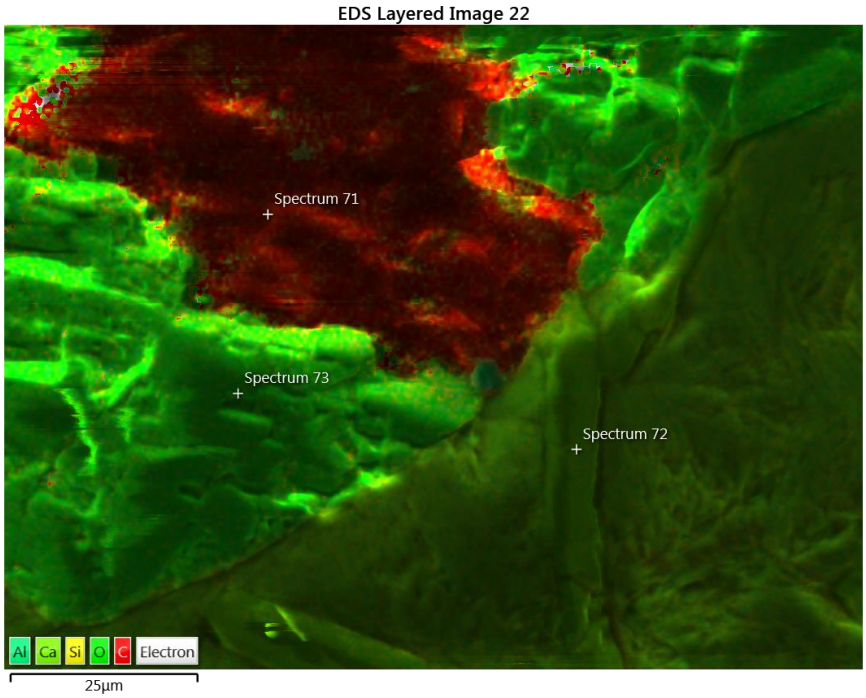
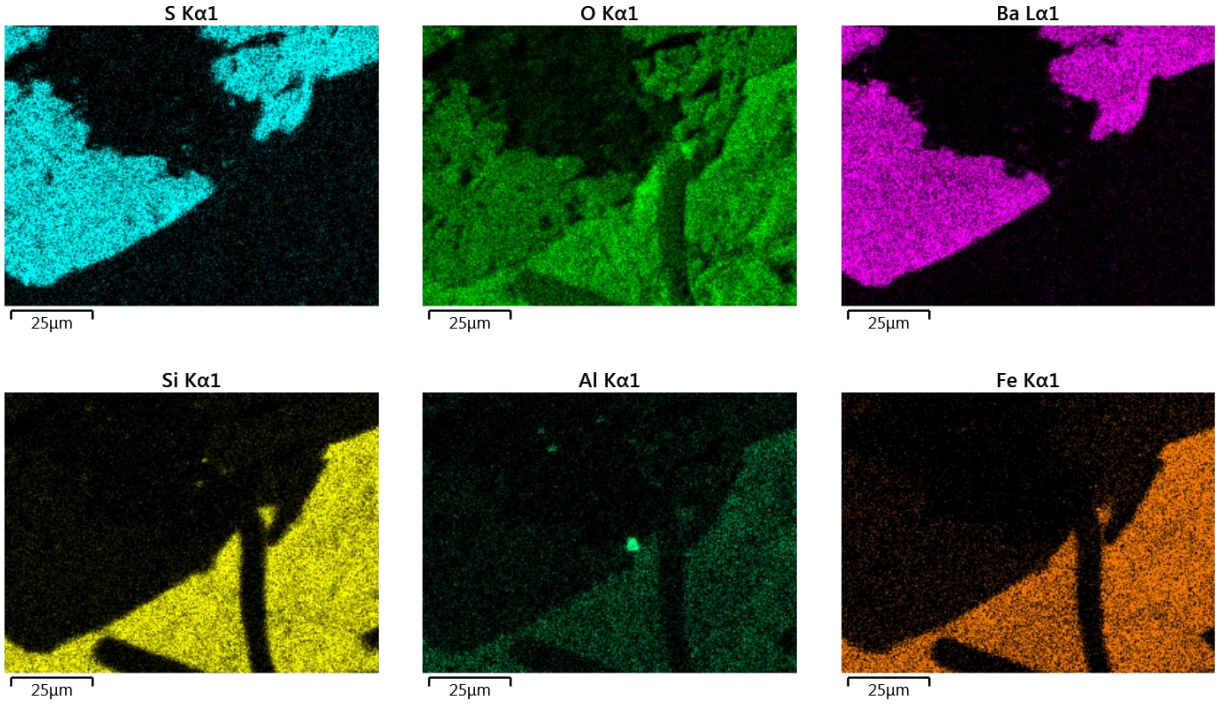


Figura V.25: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 22. Ocorrem cristais de barita e calcita. Amostra FVS-85 (309.90) – Vermelhos.



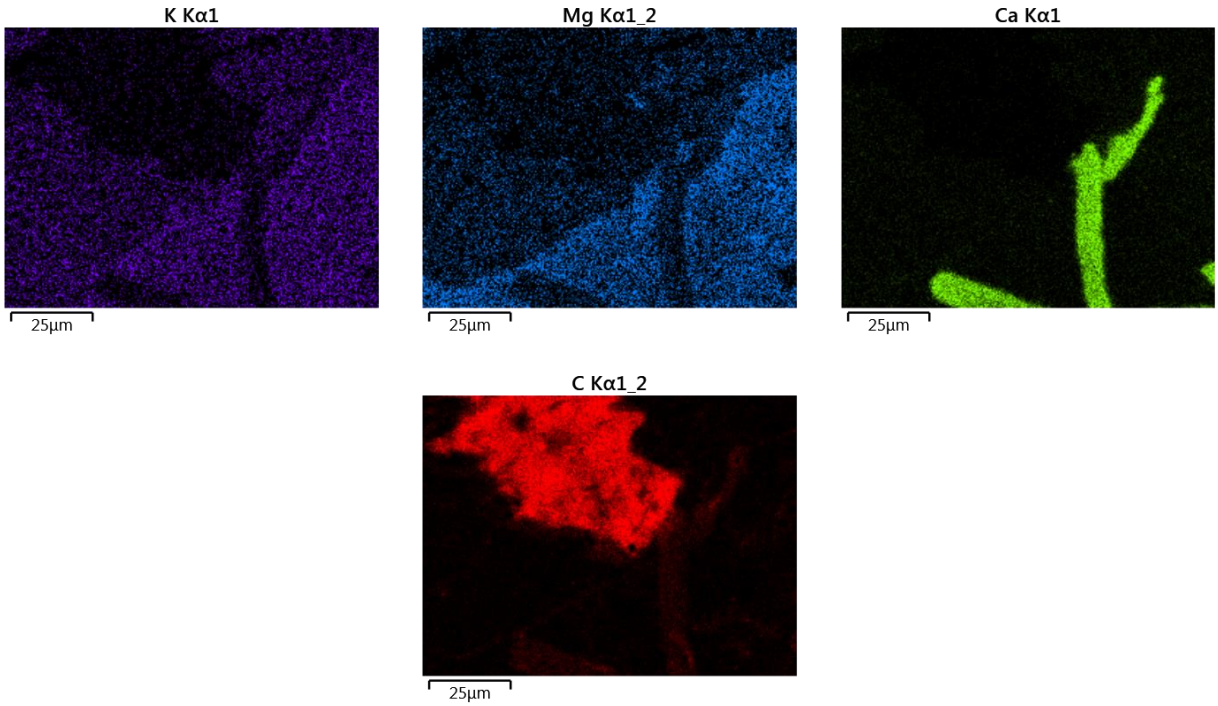


Figura V.26: Mapas de elementos do sítio 19. Amostra FVS-85 (309.82).

V.1.4 SUSSUARANA

i) FAS-44 (81,15) – Clorita-quartzito

Esta amostra foi coletada na zona de contato entre norito e pegmatito e modalmente descrita como microclima-andesina-clorita quartzito, com magnetita e pirita e traços de calcopirita.

No sítio 25, foram analisados cristais de quartzo e magnetita, que ocorrem de forma intercrescida (Figura V.27; Tabela V.14). Ao passo que na Figura V.29, o cristal de quartzo encontra-se em contato com a flogopita (Tabela V.15).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Si	Fe
FAS-44 (25,78)	Quartzo	51,06	48,70	0,24
FAS-44 (25,79)	Quartzo	52,77	46,71	0,52
FAS-44 (25,80)	Magnetita	25,15	0	74,85

Tabela V.14: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 78, 79 e 80, realizadas no sítio 25, amostra FAS-44 (81.15).

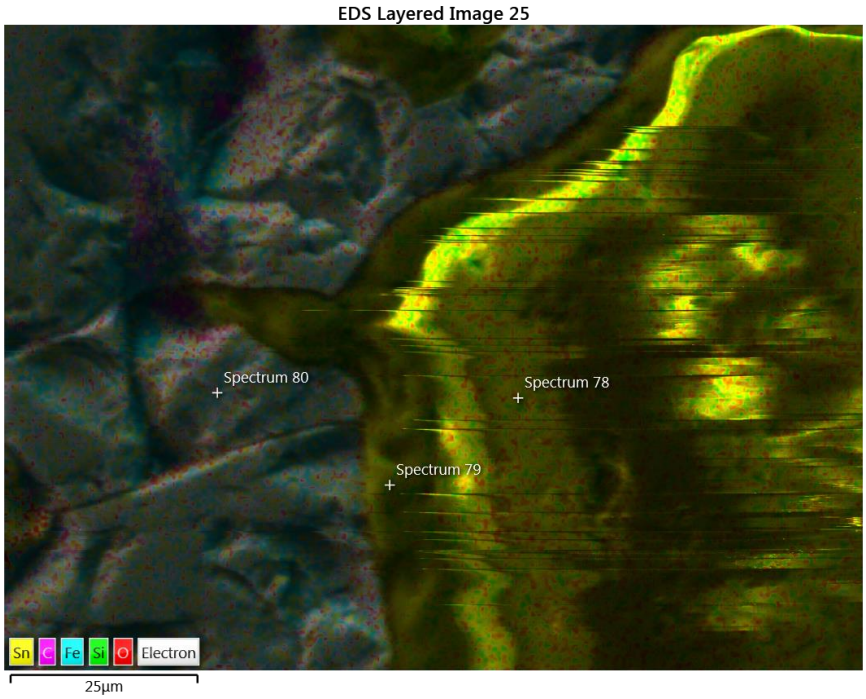


Figura V.27: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 25. Ocorrem cristais de quartzo e magnetita. Amostra FAS-44 (81.15) – Sussuarana.

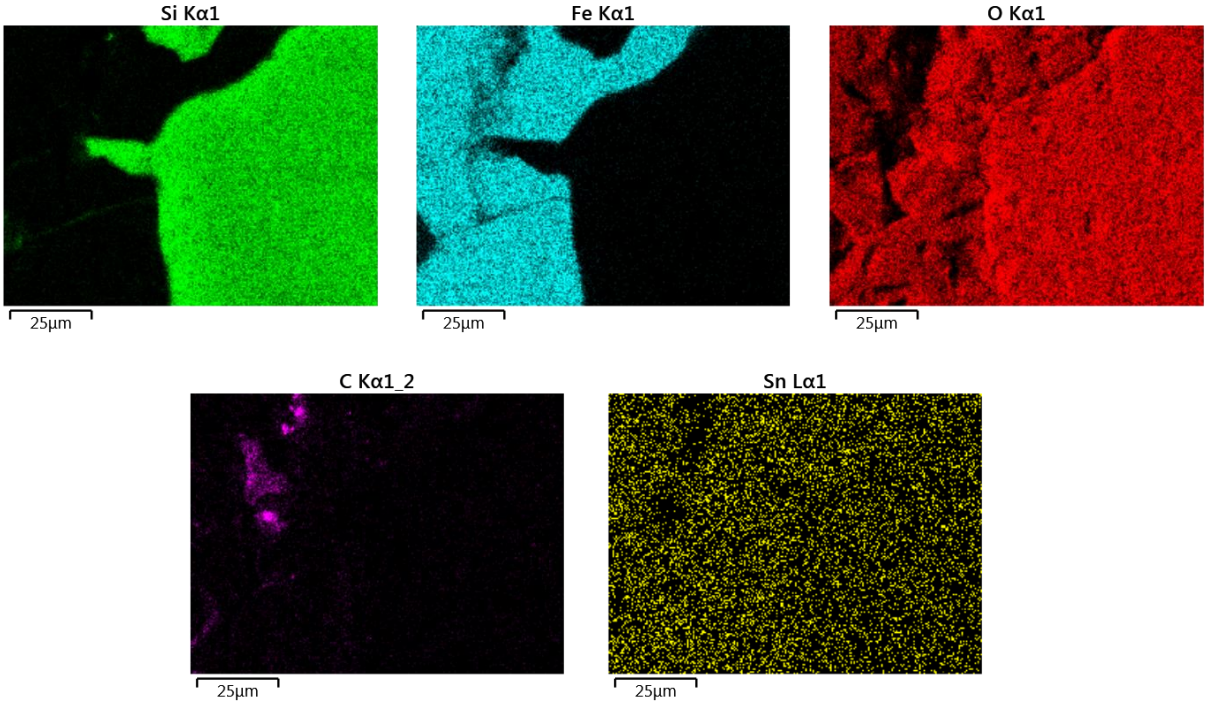


Figura V.28: Mapas de elementos do sítio 25. Amostra FAS-44 (81.15).

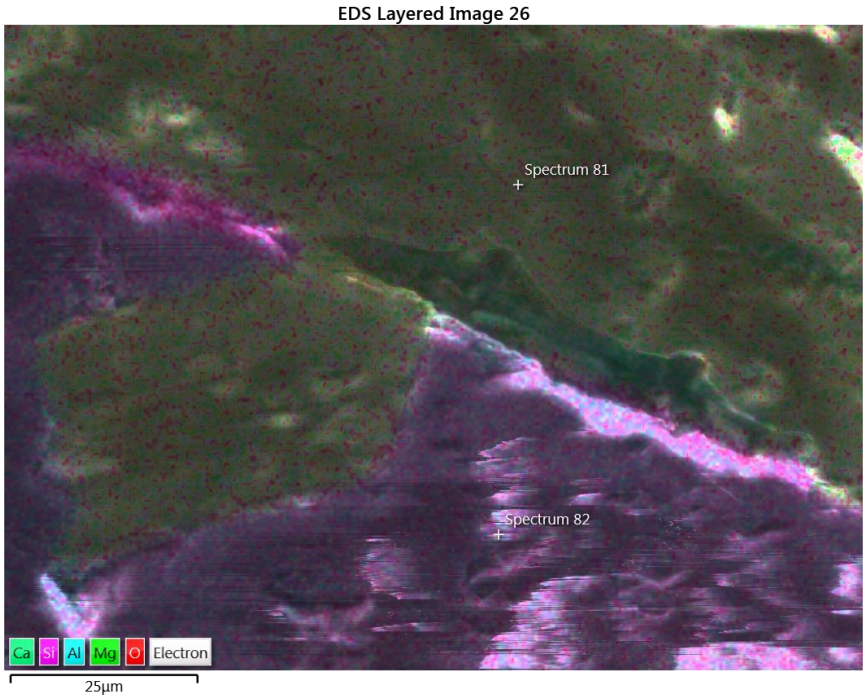
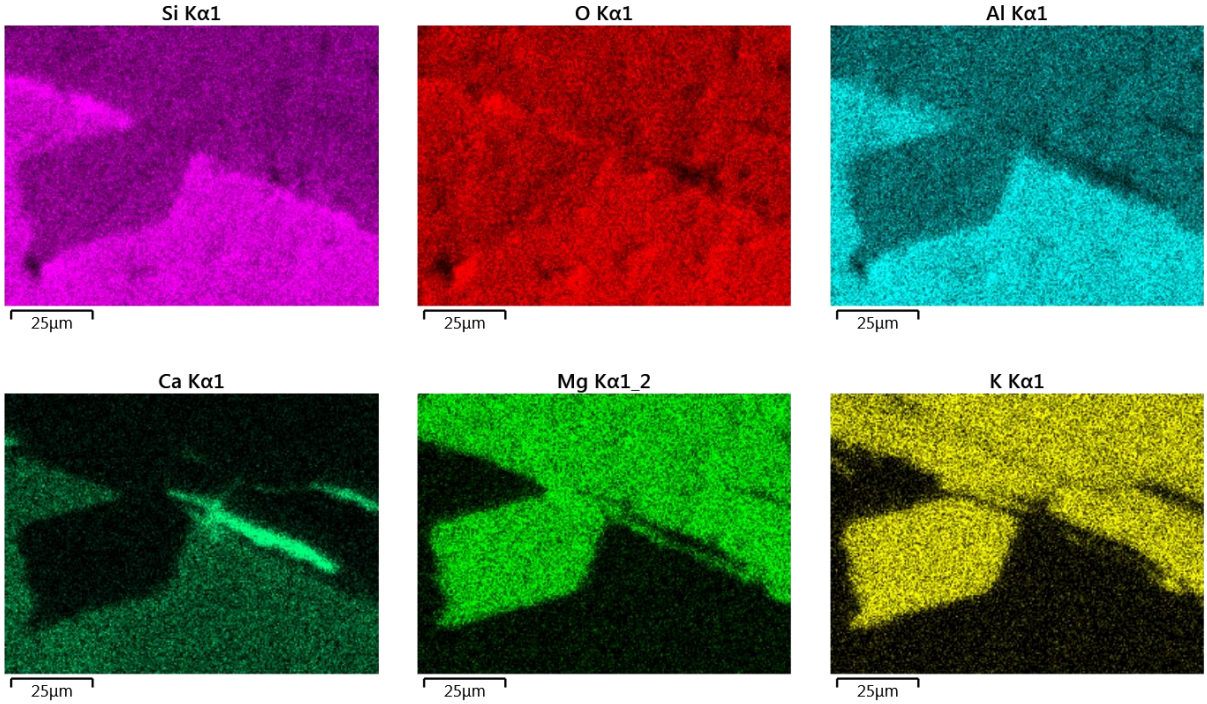


Figura V.29: Imagem acamadada, de análises EDS sobrepondo Imagem de Elétrons Secundários (SEI), com 800 vezes de aumento, no sítio 26. Ocorrem cristais de flogopita e quartzo. Amostra FAS-44 (81.15) – Sussuarana.



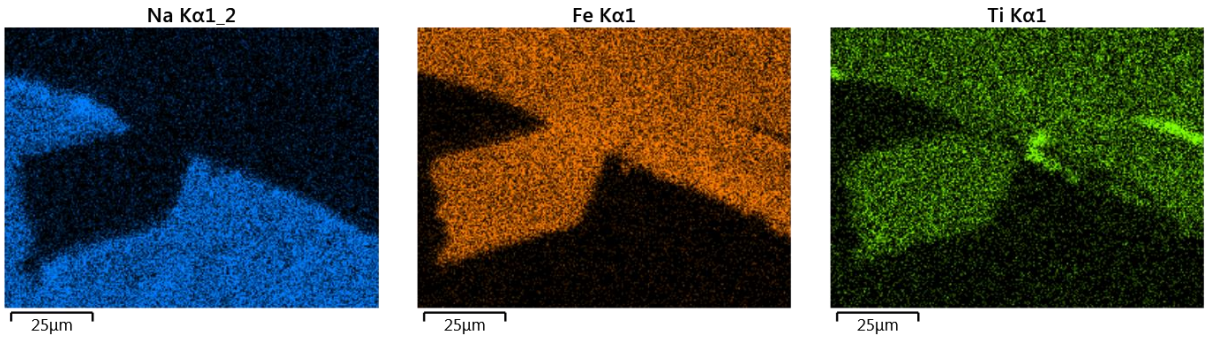


Figura V.30: Mapas de elementos do sítio 26. Amostra FAS-44 (81.15).

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Mg	Al	Si	K	Ti	Mn	Fe
FAS-44 (26,81)	Flogopita	42,73	8,31	8,47	17,87	7,41	2,22	0,31	12,68

Amostra (Sítio, Spectrum)	Mineral	O	Na	Al	Si	K	Ca
FAS-44 (26,82)	Quartzo	47,01	5,12	14,38	27,64	0,15	5,70

Tabela V.15: Análises semiquantitativas MEV-EDS, dos pontos 81 e 82, realizadas no sítio 26, amostra FAS-44 (81.15)

V.2 ANÁLISES DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

Com o objetivo de caracterizar~~,~~ quantitativamente~~,~~ as composições químicas de minerais de minério e de ganga, 8 seções foram analisadas (5 de Caraíba, 2 de Vermelhos e 1 de Surubim). Foram estudados litotipos mineralizados exibindo diferentes graus de alteração hidrotermal, cujas análises modais encontram-se no Capítulo IV, com as características microscópicas sintetizadas a seguir.

A seção **FC-4413 (440,50)**, macroscopicamente denominada como metassomatito, foi modalmente classificada como serpentina-clorita-epídoto quartzito, com traços de magnetita. Foi amostrada em uma zona com um bolsão centimétrico~~s~~ de calcopirita e bornita~~s~~, que se apresentam maciças na seção. É composta por uma matriz granoblástica epídoto-quartzítica, por vezes com serpentina~~,~~ e vênulas de clorita e epídoto. A calcopirita e bornita ocorrem intrecrescidos, por vezes englobando totalmente cristais de quartzo e magnetita. Observa-se sulfetos disseminados nos contatos entre serpentina e epídoto, restritamente, sugerindo uma textura ígnea reliquiar.

Macroscopiamente a amostra **FC-40113 (108,10)**, foi descrita como calcita-piroxenito. Modalmente foi descrito como diopsídio-muscovita-calcita meta-hiperstenito com anfibólio, magnetita e traços de flogopita, com cerca de ¼ da amostra sendo composta por

calcopirita e pirita. Os sulfetos ocorrem intercrescidos com as micas, ou a calcita, além de disseminados com os piroxênios ou em vênulas, com magnetita.

A amostra **FC-4094 (149,48)**, macroscopicamente classificada como norito, foi modalmente descrita como hiperstênio-flogopita-hornblenda-sericita protomilonito com plagioclásio e pirita, mineralizado com calcopirita, bornita e magnetita. Foi desta forma denominada, devido à presença local de sericita orientada. Ocorrem vênulas de pirita em abundância com calcopirita, bornita e magnetita subordinadas.

A seção **FC-2935 (298,80)** foi macroscopiacamente descrita como rocha cálcico-silicática. Modalmente, foi denominada hiperstênio-epídoto-andesina-sericita hornblendito com diopsídio. Apresenta pirrotita em abundância, que ocorre em textura poiquiloblástica, englobando os silicatos, localmente intercrescidas com calcopirita. Pirita e magnetita ocorrem tanto substituindo a pirrotita como em vênulas.

Denominada macroscopicamente como piroxenito, a seção **FC-4398 (280,18)** foi classificada em lâmina como flogopita-sericita meta-hiperstenito com microclina. Exibe mineralização maciça de calcopirita, bornita e magnetita associada. Os sulfetos também ocorrem disseminados associado ao hiperstênio e magnetita intercrescida com ilmenita, em uma textura blasto-intercumulática. Onde os sulfetos predominam, o mineral de ganga mais frequente é a flogopita.

A seção **FVS-41 (205,15)**, descrita macroscopicamente como piroxenito, foi modalmente classificada como quartzo-flogopita meta-hiperstenito~~,~~ com sericita e muscovita. Exibe uma matriz granoblástica formada por orto e clinopiroxênios, que localmente são substituídos por andesina, flogopita, sericita/muscovita ou opacos. Foi amostrada em uma zona de mineralização maciça, composta por calcopirita, bornita e magnetita. Os sulfetos ocorrem intercrescidos entre si e com a magnetita, por vezes nos interstícios dos silicatos.

Macroscopicamente denominada como quartzo-baritito, a seção **FVS-85 (309,82)** foi petrograficamente descrita como clorita-quartzo baritito, com actnolita e sericita. Cristais de pirita e magnetita ocorrem nos interstícios da barita e do quartzo. Hematita, clorita, actnolita e sericita ocorrem substituindo quartzo, barita, pirita e magnetita.

A seção **FSBC-001 (79,30b)** foi macroscopicamente classificada como granada-metagabro, e ao microscópio foi nomeada como sericita-flogopita-andesina granadito com clorita. Ocorrem dois tipos de granada: almandina e grossulária, sendo que a granada rica em Fe ocupa cerca de 5 vezes o volume da granada cálcica. Observa-se mineralização, associada

à presença de flogopita e plagioclásio, composta predominantemente por calcopirita, com bornita subordinada e magnetita quase inexpressiva.

Os resultados das análises de microssonda realizadas nestas seções apresentam-se nos sub-itens seguintes. Primeiramente, estão expostos os dados referentes aos minerais de ganga, em seguida os minerais de minério, sulfetos e óxidos e, por fim, as comparações entre as análises de todos os depósitos e discussões parciais.

V.2.1 MINERAIS DE GANGA

Foram analisados piroxênios, anfibólios, plagioclásios, granadas, flogopitas, cloritas, epídotos, calcitas e baritas das seções polido-delgadas previamente descritas. Subdivididos por grupos de minerais, constam os resultados do tratamento de dados, que incluem além de tabelas de composição e gráficos de classificação, cálculos geobarométricos utilizando anfibólios e geotermométricos, com anfibólio-plagioclásio, anfibólio-granada e composição de cloritas.

i) Piroxênios

Os ortopiroxênios, analisados nas seções FC-2935 (298,80) e FVS-41 (205,15) apresentam teores elevados de FeO, tendendo a ferro-hiperstênio e ferrossilita (Tabela V.16). Uma quantidade considerável dos pontos analisados obteve a soma total abaixo de 100%, possivelmente devido à extensiva anfibolitização dos piroxênios, que em alguns casos é responsável por enriquecer as amostras em Al_2O_3 e OH^-.

Amostra	Ponto	Piroxênio	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	Cl	TiO2	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	V2O3	(OH)	Total
FC-2935	1	Ferro-hiperstênio	0	16,632	47,07	1,811	0	0,558	0	0,066	0,001	29,063	0,768	0,044	0,061	N.A.	96,074
FC-2935	5	Hiperstênio	0,04	15,628	48,574	0,64	0,037	1,724	0	0,358	0,019	23,147	1,177	0	0,06	N.A.	91,404
FVS-41	2	Hiperstênio	0,039	19,593	47,774	1,931	0,012	0,247	0,002	0,115	0,298	23,407	0,413	0,038	0,041	N.A.	93,91
FVS-41	8	Ferrossilita-enstatita	0,014	18,951	53,445	2,175	0,013	0,309	0,012	0,039	0,325	23,726	0,387	0,029	0,027	N.A.	99,449

Tabela V.16: Composição de ortopiroxênios representativos das amostras FC-2935 (298.80) e FVS-41 (205.15).

Os clinopiroxênios analisados exibem uma ampla variação nos teores de CaO, FeO e MgO ocorrendo, além de diopsídio, augita e wollastonita (Tabela V.17). Nestas

análises, onde o teor de OH^- foi medido, é possível observar até cerca de 3,2% deste componente na estrutura dos clinopiroxênios.

Amostra	Ponto	Piroxênio	F	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	SrO	FeO	MnO	BaO	V2O3	NiO	(OH)	Total
FC-40113	2	Diopsídio	0	0,138	9,738	49,107	4,224	24,24	0,005	0,01	0,264	0	0,002	11,281	0,264	0,084	0,028	0	0,617	100
FC-40113	4	Wolastonita	0	0	0,334	36,435	8,96	34,658	0	0,001	0,213	0	0	15,806	0,209	0,069	0,029	0,002	3,283	99,999
FC-40113	5	Diopsídio	0	0,018	13,279	49,004	2,322	25,449	0,016	0	0,115	0	0	6,817	0,108	0	0	0	2,872	100
FC-40113	1	Augita	0	0,257	20,051	55,936	0,101	13,372	0	0,012	0,028	4,812	0	0,225	0,049	0	3,987	0,018	0	99,999
FC-40113	3	Wolastonita-enstatita	0	0,036	17,517	54,735	0,022	13,138	0,007	0	0,054	9,735	0	0,274	0,096	0	3,973	0,012	0	99,999

Tabela V.17: Composição de clinopiroxênios representativos da amostra FC-40113 (108.10).

Para os cálculos dos cátions, foi utilizada a base de 6 oxigênios e o Fe^{+3} foi obtido estequiometricamente. Foi adotada a nomenclatura de MORIMOTO *et al.* (1990), classificada a partir do cálculo dos membros finais: wollastonita-enstatita-ferrossilita. Os ortopiroxênios foram classificados como enstatita e algumas poucas amostras ferrossilita, e seus membros finais foram calculados em $En_{48,4-59,1}$:$Fs_{40,1-50}$:$Wo_{0,5-1,5}$.

A classificação dos clinopiroxênios foi predominantemente diopsídio, com algumas amostras classificadas como augita e uma amostra classificada como wollastonita. Os membros finais foram $En_{0,9-56,6}$:$Fs:_{17,4-26,2}Wo_{28,9-72,7}$ (Figura V.31).

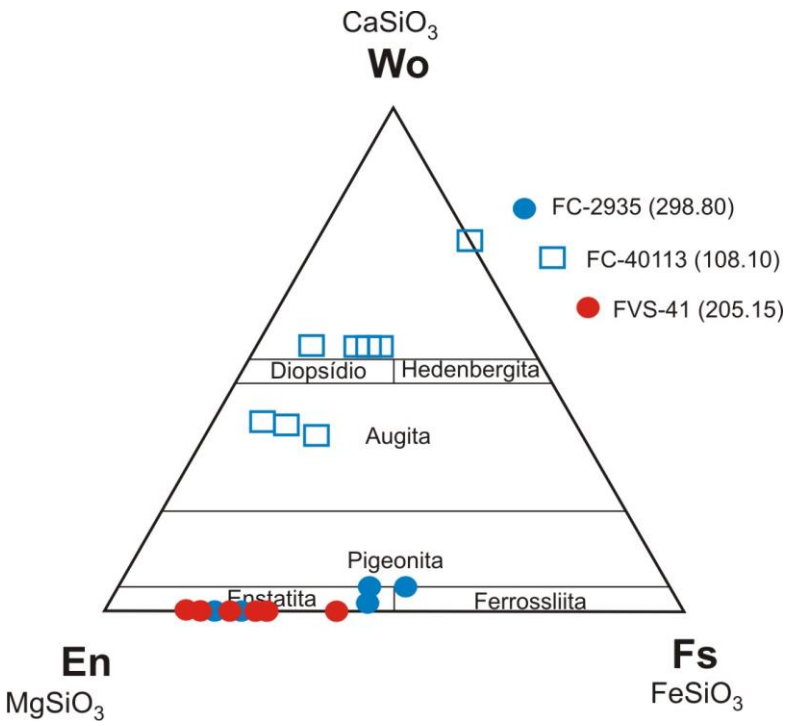


Figura V.31: Diagrama de classificação dos piroxênios, das amostras FC-2935 (298.80); FC-40113 (108.10); FVS-41 (205.15), adaptado de Morimoto *et al*. 1990.

ii) Anfibólios

Foram obtidos pontos em anfibólios das amostras FC-4094 (149,48), FC-2935 (298,80), FC-40113 (108,10) e FSBC-001 (79,30b). Observa-se uma grande variação composicional entre as análises, com mudanças drásticas dos teores de FeO, MgO e CaO (Tabela V.18)..

Amostra	Ponto	Anfibólio	F	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	SrO	FeO	MnO	BaO	V2O3	NiO	(OH)	Total
FC-4094	1	Hornblenda Actnolítica	0,41	0,738	16,666	50,745	4,451	12,219	0,399	0,107	0,569	0,019	0	10,782	0,357	0	0,044	0	2,692	100,001
FC-4094	21	Magnesio-hornblenda	0,543	1,087	15,75	45,263	5,937	13,097	0,651	0,255	0,909	0,057	0,082	11,903	0,255	0	0,127	0	4,37	99,999
FC-2935	1	Hornblenda titanífera potássica ferro-pargasítica	0,485	1,565	10,316	41,175	10,764	11,904	1,377	0,134	2,594	0,045	0	15,012	0,171	0	0,09	0,013	4,591	100,002
FC-40113	1	Hornblenda Actnolítica	0	0,105	11,151	45,997	0,318	24,327	0	0,001	0,03	0,074	0	11,026	0,304	0	0,056	0,017	0	93,406
FC-40113	5	Ferro-tschemakita	0	0	0,31	34,986	10,412	32,744	0,01	0,016	0,403	0,012	0	14,452	0,419	0	0,01	0,014	0	93,784
FSBC-001	1	Ferro-gedrita manganesífera	0	0	7,711	38,24	18,27	1,301	0,013	0	0	0,171	0	29,856	0,684	0	0,023	0,018	0	96,287

Tabela V.18: Composição de anfibólios representativos das amostras FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80), FC-40113 (108.10) e FSBC-001 (79.30b). Os pontos com OH = 0, não foi medido.

Foram classificados, segundo os teores de Mg/Mg+Fe^{+2} por TSi, para o grupo dos anfibólios cálcicos proposto por LEAKE *et al.* (1991). Predominam amostras plotadas nos campos das hornblendas (magnesiana, férrica, actnolítica), adicionalmente ocorrem amostras de actnolita e tschermakita (Figura V.32).

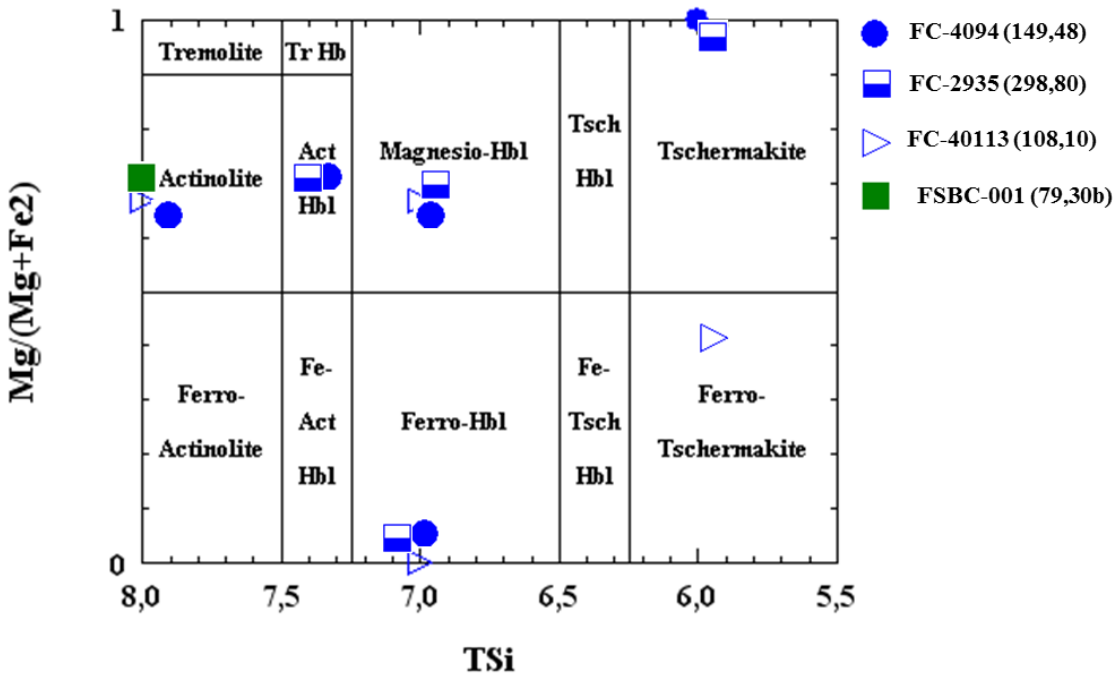


Figura V.32: Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos (LEAKE *et al.*, 1991), para as amostras FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80), FC-40113 (108.10) e FSBC-001 (79.30b). Tr: Tremolita; Hb/Hbl: Hornblenda; Tsch: Tschermakita; Act: actnolita.

Para os anfibólios mais magnesianos, foi possível realizar cálculos geobarométricos. Estes cálculos levam em consideração o teor do Al nos anfibólios. A primeira estimativa foi feita utilizando o método proposto por HOLLISTER *et al.* (1987; Equação V.1).

$$P(\pm 1\ \text{kbar}) = -4.76 + 5.64\ \text{Al}^{\text{tot}} \qquad r^2 = 0.97$$

Equação V.1: Fórmula do cálculo da pressão, considerando o teor de Al nos anfibólios, segundo Hollister *et al.* (1987).

A partir dos dados das amostras FC-2935 (298,80) e FC-40113 (108,10), foram obtidos dois grupos de pressões: entre 6,8 e 7,1 e entre 5,9 e 6,3 kbar. Por critérios comparativos, as pressões destas amostras também foram calculadas pelo método de Schimidt (1992) que, da mesma forma, baseia-se nos teores de Al (Equação V.2). A partir destes cálculos foram obtidas pressões diferentes, segregadas nos mesmos dois grupos, o primeiro variando de 6,8 a 7,0 e o segundo de 6,1 a 6,3 kbar.

$$P(\pm 0.6\ \text{kbar}) = -3.01 + 4.76\ \text{Al}^{\text{tot}}_{\text{hbl}} \qquad r^2 = 0.99$$

Equação V.2: Fórmula do cálculo da pressão, considerando o teor de Al nos anifibólios, segundo Schimidt (1992).

Os anfibólios ainda podem ser utilizados para a estimativa de temperaturas de formação, a partir do seu equilíbrio com outros minerais. BLUNDY & HOLLAND (1990), desenvolveram uma equação de estimativa de temperatura, a partir da paragênese plagioclásio-anfibólio (Equação V.3). A equação é válida entre temperaturas de 500-1100ºC, com a pressão estabelecida, com um intervalo de erro de ±75°C. Os cálculos, utilizando minerais das amostras FC-4094 (149,48) e FC-2935 (298,80), com pressões fixadas em 7 kbar, resultaram em temperaturas entre 710 e 825 °C.

$$T = \frac{0.677P - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314 \ln K} \quad \text{and} \quad K = \left(\frac{\text{Si-4}}{\text{8-Si}}\right) X^{\text{Plag}}_{\text{Ab}}$$

Equação V.3: Fórmula do cálculo da temperatura, dependente do equilíbrio anfibólio-plagioclásio, segundo Blundy & Holland (1990).

O geotermômetro calculado a partir do par granada-hornblenda foi desenvolvido por GRAHAM & POWELL (1984), que o indicam para rochas metamórficas de alto grau. Com erros de ±50ºC, foram calculadas temperaturas para a amostra FSBC-001 (79.30b) entre

650 e 665°C. PERCHUK *et al.* (1985) desenvolveram uma equação geotermométrica com o mesmo par em equilíbrio. Os cálculos por este método para a mesma amostra resultaram em temperaturas entre 720 e 760°C.

iii) Plagioclásios

As amostras FC-2935 (298,80), FC-4094 (149,48) e FSBC-001 (79,30b) tiveram plagioclásios analisados. Variam de andesina a bitonita, e possuem teores elevados de FeO e K_2O (Tabela V.19), provavelmente resultado das reações de alteração hidrotermal, responsáveis pelo desenvolvimento de sericita e/ou óxidos de ferro (magnetita e/ou hematita).

Com os membros recalculados, é possível notar o arranjo de dois grandes grupos de amostras: o primeiro de plagioclásios mais ricos em cálcio, com tendência predominantemente labradorítica, com uma amostra de composição bytownítica; e o segundo de composição mais andesínica, com uma amostra de composição albítica (Figura V.33). Provavelmente os plagioclásios mais cálcicos estão associados ao metamorfismo e os mais sódicos ao metassomatismo sódico.

Amostra	Ponto	Plagioclásio	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	SrO	FeO	V2O3	BaO	Total
FC-2935	2	Bitonita	2,847	0,003	46,487	28,369	0,073	15,471	0	0,044	0	0,111	0,009	0	93,414
FC-2935	5	Labradorita	4,058	0	46,815	25,843	0,111	13,329	0,055	0,019	0,025	0,09	0	0	90,345
FC-2935	12	Andesina-Labradorita	5,189	0,009	49,111	23,333	0,031	11,399	0,008	0,039	0,001	0,06	0,036	0,015	89,231
FC-4094	1	Labradorita	4,987	0,05	55,454	25,622	0,311	11,24	0	0,047	0,079	0,186	0	0,029	98,005
FC-4094	2	Andesina	6,306	0	59,197	24,962	0,164	9,74	0	0	0,085	0,107	0,01	0	100,571
FC-4094	4	Albita	10,723	0,079	67,056	19,11	0,356	1,795	0	0,033	0	0,223	0	0	99,375
FSBC-001	1	Andesina-Labradorita	4,042	0,511	55,207	25,115	4,007	5,734	0	0,006	0,096	0,994	0,033	0,082	95,827
FSBC-001	3	Andesina	6,917	0	55,07	23,024	0,213	8,344	0	0	0,033	0	0,009	0,083	93,693
FSBC-001	9	Bitonita	4,159	0	45,728	25,417	0,047	16,233	0	0,014	0,276	1,253	0	0,015	93,142
FSBC-001	10	Labradorita	5,176	0	51,524	25,312	0,09	11,303	0	0,034	0,094	0,187	0	0	93,72

Tabela V.19: Composição de plagioclásios representativos das amostras FC-2935 (298.80), FC-4094 (149.48) e FSBC-001 (79.30b).

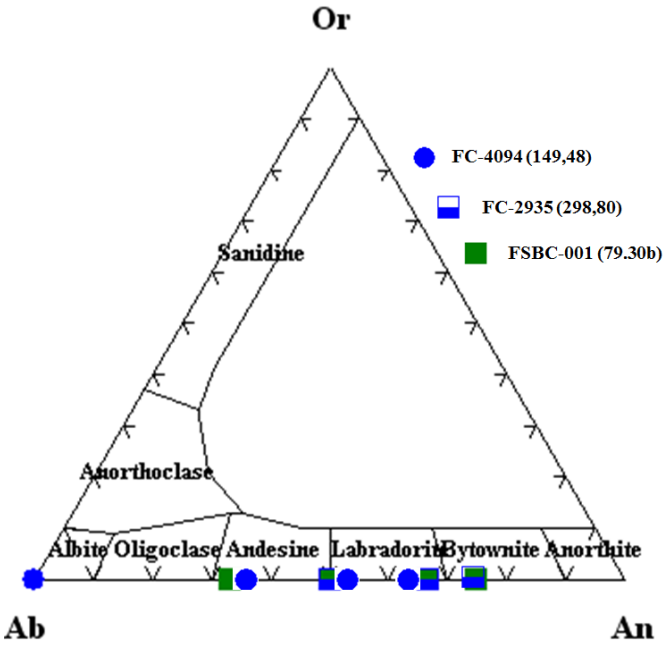


Figura V.33: Diagrama de classificação dos feldspatos, classificados segundo os componentes moleculares Ab-Or-An, com os plagioclásios das amostras FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80) e FSBC-001 (79.30b).

iv) Granada

Foram analisadas granadas da série almandina-piropo na amostra FSBC-001 (79,30b) e grossulárias da mesma e na seção FC-4094 (149,48; Tabela V.20). Alguns resultados obtidos ficaram muito distantes de 100%, provavelmente devido às vênulas de sericita que truncam estes minerais. A variação composicional destas granadas fica evidente no diagrama ternário grossulária-almadina-piropo (Figura V.33).

Amostra	Ponto	Granada	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	FeO	MnO	V2O3	Total
FC-4094	1	Grossulária	0,155	0	38,404	22,153	0	23,53	0	0	10,289	0,145	0	94,676
FC-4094	2	Grossulária	1,081	0	40,512	20,818	0,002	21,698	0	0,035	9,356	0,058	0	93,56
FSBC-001	1	Almandina	0	8,607	39,433	18,757	0	1,451	0	0,076	29,347	0,736	0,029	98,436
FSBC-001	7	Almandina	0,003	7,458	36,465	19,588	0	1,741	0	0,176	30,907	0,649	0,029	97,016
FSBC-001	13	Grossulária	0,041	2,414	34,727	22,699	0	22,643	0	0	3,923	0,021	0,015	86,483
FSBC-001	14	Grossulária	0,036	0,004	35,2	22,453	0,02	24,148	0,004	0,018	7,401	0	0	89,284

Tabela V.20: Composição de granadas representativas das amostras FC-4094 (149.48) e FSBC-001 (79.30b).

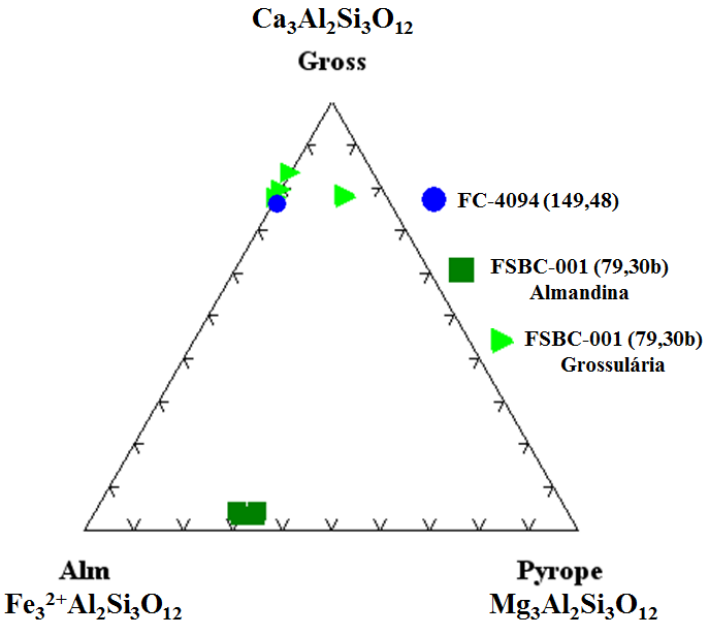


Figura V.34: Diagrama ternário com os membros extremos das granadas Grossulária-Almandina-Piropo, para amostras FC-4094 (149.48) e FSBC-001 (79.30b).

v) Flogopita

Apesar de possuírem uma assinatura difratométrica muito evidente de flogopita (Anexos), as micas das amostras FC-2935 (298,80), FSBC-001 (70,30b) e FVS-41 (205,15) apresentam teores de MgO muito inferiores e de FeO, superiores ao de uma flogopita convencional (Tabela V.21). Com a fórmula calculada a 22 átomos de oxigênio e base catiônica normalizada a 14, a classificação destas micas, considerando o Al tetraedral e a razão Fe/Fe+Mg coincide totalmente com o campo das biotitas (Figura V.35; DEER *et al.*, 1978 *apud* LIMA, 1997).

Amostra	Ponto	Biotita	F	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	SrO	FeO	MnO	BaO	V2O3	NiO	(OH)	Total
FC-2935	1	Eastonita	0,786	0,23	11,925	37,728	12,673	0,035	9,282	0,131	4,3	0,045	0	18,803	0,074	0,382	0,149	0	3,817	99,999
FC-2935	4	Eastonita	0,769	0,26	11,756	37,9	13,063	0,008	8,993	0,109	3,769	0,019	0	18,793	0,119	0,264	0,152	0,061	4,314	100
FSBC-001	1	Eastonita	0	0,269	12,048	34,863	19,879	0,711	2,885	0,008	0,003	0,105	0,013	17,564	0,139	0,195	0,126	0,321	10,873	100
FSBC-001	2	Eastonita	0,279	0,225	11,429	35,432	13,828	0,046	9,114	0,047	3,871	0,482	0	18,739	0,01	0,558	0,316	0,149	5,603	100
FSBC-001	5	Eastonita	0,257	0,357	14,241	36,474	15,367	0	9,064	0,046	4,667	0,489	0	14,63	0,046	0,835	0,3	0,057	3,288	100
FVS-41	2	Eastonita	0,747	0,186	13,663	36,928	11,625	0,021	7,447	0,094	4,579	0,764	0,018	15,338	0,078	1,587	0,134	0,229	6,899	100,001
FVS-41	6	Eastonita	0,672	0,198	10,564	36,482	12,517	0	8,315	0,127	4,757	0,57	0,003	18,908	0,033	2,045	0,083	0,144	4,894	100

Tabela V.21: Composição de flogopitas representativas das amostras FC-2935 (298.80), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15).

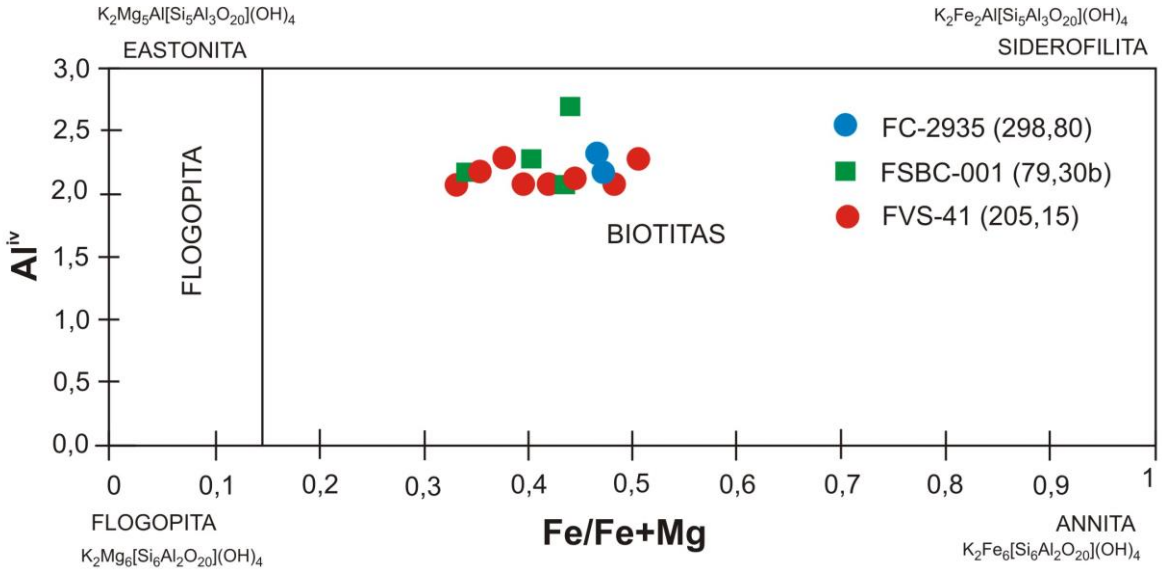


Figura V.35: Diagrama de classificação de biotitas e flogopitas das amostras FC-2935 (298.80), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15), nomenclatura modificada de Deer *et al.*, 1978 *apud* Lima, 1997.

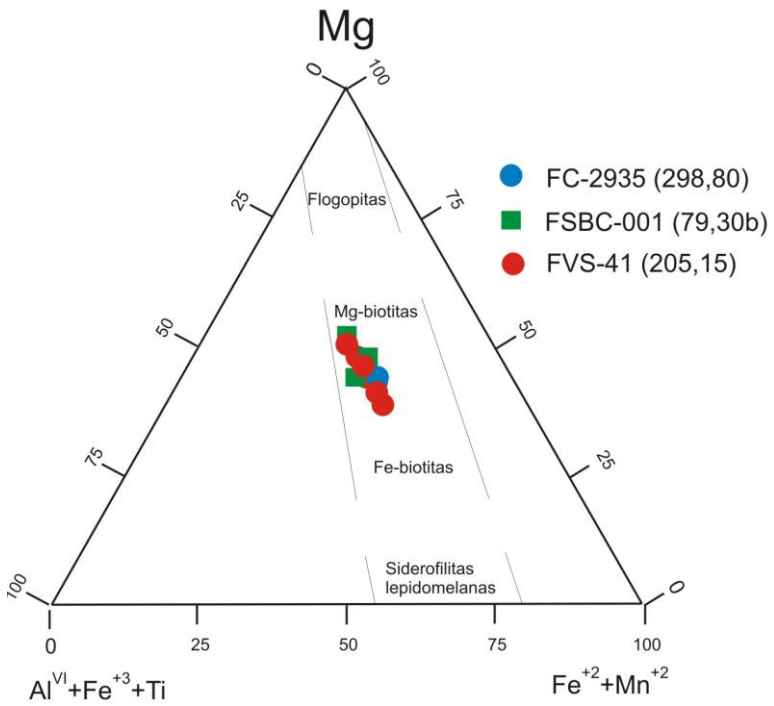


Figura V.36: Micas das amostras FC-2935 (298.80), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15) plotadas em diagrama de classificação de micas trioctaedrais (FOSTER, 1960 *apud* YAVUZ, 2003).

Ao plotar as micas em um diagrama ternário, de acordo com os conteúdos catiônicos de Mg-Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti-Fe^{+3}+Mn^{+2}, os pontos analisados são classificados como Mg-biotitas (Figura V.36; FOSTER, 1960 *apud* YAVUZ, 2003).

vi) Clorita

As cloritas analisadas apresentam uma grande variação composicional, sendo menor nas cloritas de Caraíba e mais ampla nas de Vermelhos (Tabela V.22). Esta distribuição fica evidenciada no diagrama de classificação, segundo DEER *et al.* (1992; Figura V.37).

Amostra	Ponto	Clorita	F	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	SrO	FeO	MnO	BaO	V2O3	NiO	(OH)	Total
FC-4413	1	Picnoclorita	0,186	0,019	21,852	30,243	17,328	0,029	0,023	0,007	0	0,067	0,024	16,647	0,461	0,045	0,026	0,138	12,983	99,998
FC-4413	2	Picnoclorita	0,085	0,029	21,006	28,807	17,142	0,05	0,016	0,004	0,009	0,026	0,004	17,49	0,424	0	0,038	0,072	14,836	100,001
FSBC-001	1	Ripidolita	0,058	0	8,294	24,817	20,197	0,006	0,018	0,066	0	0,023	0	34,799	0,25	0,08	0,042	0,383	11,006	100
FSBC-001	2	Diabanita	0	0,877	1,577	24,907	12,549	0,928	1,922	0,022	0	0,115	0	24,206	0,869	0,165	0,041	0,086	31,74	99,999
FVS-85	2	Ripidolita	0,366	0,045	16,353	25,631	12,048	0,224	0,02	0,549	0	0	0,051	28,027	0,058	3,066	0,01	0,048	13,781	99,999
FVS-85	3	Ripidolita	0,259	0,037	15,961	25,892	12,818	0,421	0,009	0,687	0	0	0,087	27,296	0,021	4,848	0,022	0,138	11,769	100,001
FVS-85	4	Brunsvigita	0,41	0,029	14,692	27,518	12,635	0,88	0,043	0,605	0	0	0,044	28,06	0,043	3,989	0	0,125	11,234	99,997
FVS-85	5	Brunsvigita	0,244	0,092	13,279	29,071	11,388	0,735	0,043	0,147	0,105	0,076	0,035	31,859	0,072	1,058	0,051	0,101	11,777	99,997

Tabela V.22: Composição de cloritas representativas das amostras FC-4413 (440.50), FSBC-001 (79.30b) e FVS-85 (309.82).

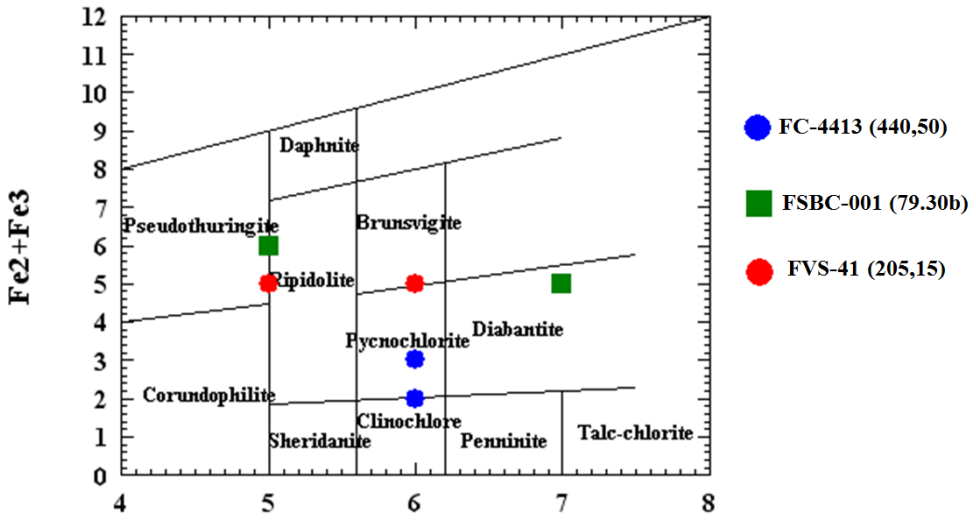


Figura V.37: Cloritas das amostras FC-4413 (440.50), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15) plotadas em digrama de classificação, segundo DEER *et al.* (1992).

O teor de Al nas cloritas é dependente das temperaturas de formação, assim como os teores de Fe e Mg, baseado nisso, três fórmulas foram desenvolvidas por CATHELINEAU (1988), KRANIDIOTIS & McLEAN (1987) e ZANG & FYFE (1995; Tabela V.23).

Autor (es)	Fórmula	Al^{IV}	Correção
Cathelineu (1988)	**T(°C)** = 321,98 Al^{IV} – 61,92. Al^{IV}	Al^{IV}/14(O)	-
Kranidiotis & McLean (1987)	**T(°C)** = 106 Al^{IV}_{Corr}+ 18. Al^{IV}	Al^{IV}_{corr}/28(O)	Al^{IV}_{Corr} = Al^{IV}+0,7Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)
Zang & Fyfe (1995)	**T(°C)** = 106,2 Al^{IV}_{Corr}+ 17,5	Al^{IV}_{corr}/28(O)	Al^{IV}_{Corr}=Al^{IV}–0,88Fe^{+2}**/(**Fe^{+2}+Mg)+0,2992

Tabela V.23: Fórmulas utilizadas para os cálculos geotermométricos da clorita.

Baseado nestas fórmulas, foram realizados os cálculos geotermométricos para as cloritas das amostras FC-4413 (440,50), FSBC-001 (79,30b) e FVS-85 (309,82). Os resultados constam na Tabela V.24. Fora as análises da amostra de Surubim, que apresentam teores de Fe e Al contrastantes com as demais, os resultados permaneceram em um intervalo próximo. As temperaturas para a amostra de Caraíba estariam entre 230 e 270ºC, e as da amostra de Vermelhos entre 210 e 350ºC.

								Cathelineu	Kranidiotis&McLean		Zang & Fyfe	
Amostra	Ponto	Al^{IV}/28O	Fe^{2+}	Mg^{2+}	Si	Fe/Fe+Mg	Al^{iv}/14O	Temp. (°C)	Al^{IV}_{corr}	Temp. (°C)	Al^{IV}_{corr}	Temp. (°C)
FC-4413	1	1,93	2,56	6,54	6,07	0,30	0,96	248,7	2,14	244,7	1,97	226,2
FC-4413	2	2,03	2,91	6,49	5,97	0,32	1,01	264,3	2,25	256,4	2,05	234,7
FSBC-001	1	2,57	6,28	2,71	5,43	0,70	1,28	351,6	3,06	342,4	2,25	256,5
FSBC-001	2	1,15	4,99	0,65	6,85	0,90	0,58	123,5	1,78	206,5	0,66	87,8
FVS-85	1	2,37	5,34	5,09	5,63	0,51	1,18	319,4	2,73	307,0	2,22	252,9
FVS-85	2	2,28	5,55	5,44	5,72	0,50	1,14	305,7	2,64	297,5	2,14	244,6
FVS-85	3	2,28	5,31	5,25	5,72	0,50	1,14	305,6	2,63	297,3	2,14	244,8
FVS-85	4	1,98	5,16	4,79	6,02	0,52	0,99	256,3	2,34	266,0	1,82	210,8
FVS-85	5	1,62	5,84	4,34	6,38	0,57	0,81	198,8	2,02	232,2	1,41	167,6
FVS-85	6	2,28	5,60	5,11	5,72	0,52	1,14	305,6	2,65	298,8	2,12	242,9
FVS-85	7	2,20	5,29	4,98	5,80	0,52	1,10	292,0	2,56	289,2	2,04	234,6

Tabela V.24: Temperaturas calculadas utilizando a clorita como geotermômetro, segundo as metodologias de Cathelineu (1988), Kranidiotis & McLean (1987), Zang & Fyfe (1995).

vii) Epídoto

Nas amostras FC-40113 (108,10), FC-4094 (149,48) e FC-4413 (440,50), da Caraíba, foram tomados pontos em cristais de epídoto. De modo geral, as amostras apresentam teores relativamente elevados de FeO e Al_2O_3, e baixos de CaO, com uma exceção analisada na amostra FC-40113 (108,10; Tabela V.25). Estas características levam à conclusão de que existe um predomínio de pistacita, epídoto com mais FeO, em relação à clinozoisita, mais rica em CaO, restrita à um litotipo que apresenta outros minerais ricos neste óxido (clinopiroxênios, calcita).

Amostra	Ponto	Epídoto	F	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	SrO	FeO	MnO	BaO	V2O3	NiO	(OH)	Total
FC-40113	1	Clinozoisita	0	0	0,286	35,051	10,077	33,15	0,012	0,004	0,529	0,083	0	15,783	0,356	0	0,059	0,002	4,611	100,002
FC-4094	1	Pistacita	0	0,097	0,015	36,885	23,996	23,928	0	0,004	0	0,019	0,488	8,974	0,22	0,015	0,045	0	5,316	100,001
FC-4413	1	Pistacita	0,013	0,003	0,492	44,726	18,861	21,087	0,006	0,025	0,061	0,017	0,41	12,488	0,028	0	0,048	0	1,745	99,999
FC-4413	2	Pistacita	0	0	0,422	39,422	19,72	21,941	0,19	0	0	0,035	0,676	13,435	0,276	0	0,062	0,011	3,811	100,001
FC-4413	3	Pistacita	0	0	1,932	38,522	19,802	19,488	0,592	0	0	0,019	0,611	13,56	0,186	0	0,062	0,013	5,212	99,999
FC-4413	4	Pistacita	0,028	0,03	0,135	38,048	19,961	23,536	0,028	0	0,157	0	0,142	12,953	0	0,04	0,006	0,017	4,932	100,001
FC-4413	5	Pistacita	0	0,031	4,603	36,843	20,173	18,5	0,048	0,019	0	0,059	0,688	12,672	0,131	0	0,015	0,098	6,125	100,001
FC-4413	6	Pistacita	0	0	0,758	36,971	20,316	22,214	0	0,001	0,042	0	1,067	12,903	0,205	0,001	0,048	0	5,474	100
FC-4413	7	Pistacita	0,01	0	3,227	35,786	18,834	19,523	0	0	0,069	0	0,613	14,194	0,352	0	0,038	0	7,359	100,001

Tabela V.25: Composição de epídotos das amostras FC-40113 (108.10), FC-4094 (149.48) e FC-4413 (440.50).

viii) Calcita

Foram realizadas amostras em cristais de calcita presentes na amostra FC-40113 (108,10; Tabela V.26). Devido ao fato da metalização das seções ter sido feita com carbono metálico, as medidas deste elemento não são obtidas de forma direta, apenas através do recálculo com o OH^- analisado. Nas análises da tabela abaixo, constam os dados orignais, sem recálculo.

.

Amostra FC-40113 (108.10)																		
Ponto	F	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	SrO	FeO	MnO	BaO	V2O3	NiO	(OH)	Total
1	0	0,007	0,151	0,048	0	62,178	0,019	0,006	0	0	0,219	0,278	0,114	0	0,036	0,046	36,897	99,998
2	0	0	0,139	0,056	0	61,407	0	0	0	0	0,275	0,197	0,088	0	0,051	0	37,787	100
3	0	0,011	0,938	3,402	0,071	57,634	0,014	0,006	0,022	0,009	0	0,754	0,088	0,195	0,018	0	36,84	100,001
4	0	0,011	0,938	3,402	0,071	57,634	0,014	0,006	0,022	0,009	0	0,754	0,088	0,195	0,018	0	36,84	100,001

Tabela V.26: Composição química de calcitas da seção FC-40113 (108.10).

ix) Barita

Foram realizadas análises em cristais de barita da seção FVS-85 (309,82; Tabela V.27), mesma seção que foram analisados isótopos de enxofre em barita e pirita. As análises relevam teores constantes de elementos menores como: F, Na_2O, CaO, SrO, FeO e MnO.

Amostra FVS-85 (309.82)															
Ponto	F	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	Cl	K2O	SO3	SrO	FeO	MnO	BaO	(OH)	Total
1	0,022	0,251	0	0,002	0,032	0,082	0,015	0,008	33,422	0,571	0,036	0,021	65,981	0	100,431
2	0	0,171	0	0	0,015	0,019	0	0,034	33,763	0,78	0,03	0,037	64,804	0,348	100,001
3	0,039	0,187	0	0	0,04	0,046	0	0	34,356	0,818	0	0,006	63,948	0,574	99,998
4	0,04	0,081	0	0,008	0	0,064	0,003	0	33,613	0,829	0,047	0,095	64,821	0,416	99,999
5	0,048	0,182	0,007	0,037	0	0,157	0	0,01	34,305	0,977	0,042	0	65,47	0	101,215
6	0,039	0,101	0	0	0	0,031	0	0	34,166	0,617	0,043	0,064	65,041	0	100,086
7	0,021	0,099	0,016	0,005	0,006	0,083	0,01	0,005	34,596	0,8	0,093	0,041	66,403	0	102,167
8	0,026	0,268	0,015	0	0,006	0,006	0	0,003	33,254	0,857	0,029	0,022	65,306	0,219	100
9	0,02	0,194	0	0	0,025	0,068	0,006	0,002	33,874	0,646	0,015	0,01	65,073	0,077	100,001

Tabela V.27: Composição química de baritas da seção FVS-85 (309.82).

V.2.2 MINERAIS DE MINÉRIO

Buscando estabelecer padrões geoquímicos das mineralizações magmática e hidrotermal, o foco das análises dos minerais de minério foram as paragêneses sulfetadas. Além de cristais de calcopirita, bornita, pirita e pirrotita, foram analisados espinélios e hematita. Os dados estão organizados de acordo com cada fase mineral, inicialmente descritos por amostra, também estão contempladas comparações entre as amostras do mesmo depósito, e fases sulfetadas associadas em lâmina (calcopirita-bornita, pirita-pirrotita). Ainda constam estimativas geotermométricas feitas utilizando os teores de Fe atômico nas pirrotitas.

i) Calcopirita

Dentro os sulfetos, foram os mais estudados, tendo sido obtidos pontos em calcopiritas formadas em diversas fases, de Caraíba, Surubim e Vermelhos. As análises apresentaram altos teores (em %) de elementos calcófilos menores, destacando-se os teores de Co, Zn, Pd, Ag, Pt, Pb e Bi. O As e Ni foram analisados, mas ficaram abaixo do limite de detecção em todas as amostras.

Ao organizar os elementos em ordem crescente de número de massa, observa-se que os pares de elementos menores extremos, os mais leves (Co e Zn) e os mais pesados (Pb e Bi), de modo mais frequente, exibem teores detectáveis nas análises. Por este motivo, os teores destes elementos foram plotados em diagramas multielementares separados dos demais. Estes dados estão expostos a seguir.

Os teores dos elementos maiores e menores da amostra **FC-4413 (440,50)**, estão expostos na Tabela V.28. Todos os pontos analisados exibem teores de Co, Zn, Pt e Pb, e apenas um não exibe de Bi. Ao plotar os padrões dos elementos calcófilos presentes em teores mais elevados, é possível notar a existência de dois padrões, um enriquecido em Pb, por vezes em Bi e Co, e empobrecidas em Zn, e o outro com anomalia negativa de Pb, e teores mais elevados de Zn (Figura V.38).

A comparação dos elementos presentes em teores menores (Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au), evidencia uma distribuição mais errática dos destes elementos (Figura V.39).

A Tabela V.29 expõe os teores dos elementos analisados nas calcopiritas da amostra **FC-40113 (108,10)**. É possível observar que todos os pontos analisados apresentam teores de Co, Zn, Pb e Bi, com a presença dos demais elementos ocorrendo de forma esporádica. O diagrama multielementar, composto pelos elementos menores mais frequentes (Figura V.40), revela um comportamento similar ao observado na amostra FC-4413 (440,50), com um grupo de amostras exibindo padrões mais enriquecidos em Pb e por, vezes Bi e Pd (Figura V.41), e outro mais enriquecido em Zn e Co, Au, Pt e Cd.

Amostra FC-4413 (440.50)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	35,631	34,669	30,334	0,031	0,021	0,014	0,008	0,007	0	0,001	0	0,081	0,056	100,853
2	34,979	34,623	30,296	0,044	0,04	0,014	0	0	0,003	0,024	0,036	0,129	0,114	100,302
3	34,86	34,568	30,394	0,043	0,009	0,015	0,017	0	0	0,018	0	0,147	0	100,071
4	34,976	34,389	30,599	0,069	0,026	0	0	0	0,005	0,006	0	0,149	0,225	100,484
5	35,479	34,324	30,444	0,039	0,057	0	0,047	0,019	0	0,038	0	0,029	0,114	100,59

Tabela V.28: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FC-4413 (440.50), da Caraíba.

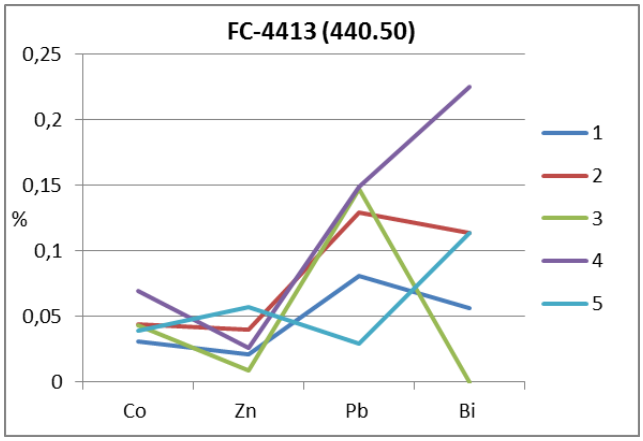


Figura V.38: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FC-4413 (440.50).

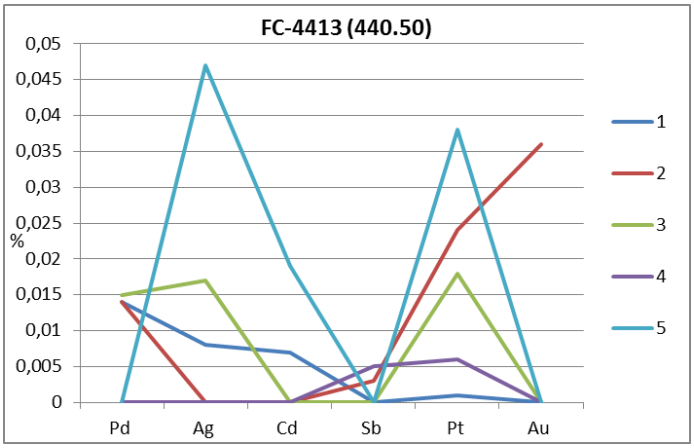


Figura V.39: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FC-4413 (440.50).

Amostra FC-40113 (108.10)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	35,252	34,662	30,522	0,036	0,017	0,008	0	0,032	0	0,021	0	0,026	0,054	100,63
2	35	34,504	30,461	0,04	0,063	0	0,018	0	0	0,08	0	0,06	0,033	100,262
3	35,212	34,516	30,583	0,04	0,031	0	0	0,024	0	0	0	0,065	0,13	100,633
4	34,826	34,531	30,677	0,044	0,021	0	0	0	0	0,064	0	0,121	0,116	100,4
5	35,241	34,476	30,444	0,04	0,026	0	0,016	0,028	0	0,111	0,099	0,022	0,051	100,554
6	35,164	34,31	30,314	0,07	0,033	0	0,01	0	0,026	0	0,003	0,091	0,052	100,073
7	35,03	34,32	30,553	0,054	0,036	0,025	0	0,001	0	0	0	0,158	0,103	100,28
8	35,071	34,82	30,572	0,059	0,053	0,02	0,003	0	0	0	0	0,133	0,121	100,864
9	34,835	34,543	30,653	0,027	0,058	0	0,016	0	0	0,038	0	0,121	0,115	100,419
10	35,244	34,523	30,595	0,058	0,009	0,022	0	0,009	0	0,029	0	0,025	0,185	100,699

Tabela V.29: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FC-40113 (108.10), da Caraíba.

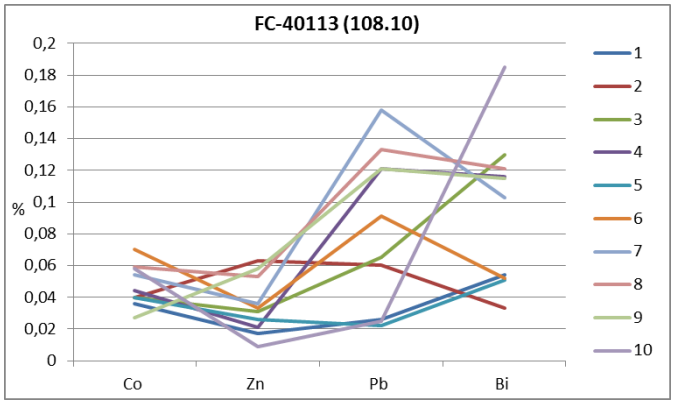


Figura V.40: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FC-40113 (108.10).

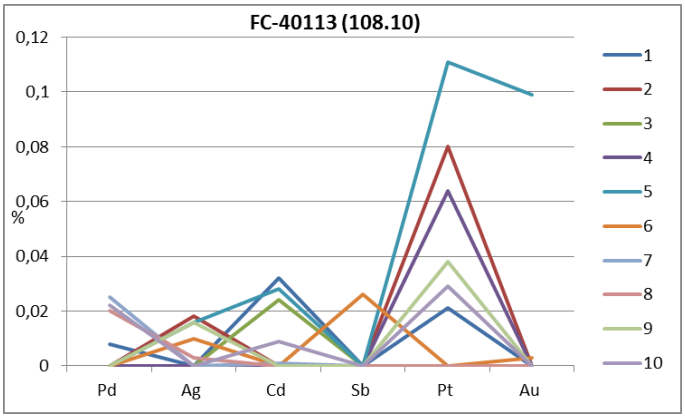


Figura V.41: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FC-40113 (108.10).

Da mesma forma, que na amostra anterior, baseado nas características petrográficas da seção e dos campos analisados, é possível associar os padrões mais enriquecidos em Pb, Bi, Pd (secundariamente o Sb), ao minério hidrotermal, onde os teores mais elevados de Pb, podem estar associados aos dois pulsos sucessos de remobilização observados. Distintamente, as amostras de calcopiritas ortomagmáticas apresentam teores maiores de Co, Zn, Au e Pt.

Todos os pontos obtidos na amostra **FC-2935 (298,80)** exibem teores de Co, Zn e Pb, e quase todas de Bi (Tabela V.30), com os demais elementos comportando-se de forma aleatória. O diagrama, que tem no eixo das abscissas os quatro supracitados elementos (Figura V.42), evidencia a ampla distribuição dos teores destes elementos, mais expressiva no Pb e Bi. Os elementos com teores secundários estão plotados na Figura V.43. Destacam-se elevados teores pontuais de Pt, Au, Pd e Cd.

Amostra FC-2935 (298.80)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	35,228	34,798	30,664	0,04	0,047	0,048	0	0,005	0,005	0	0	0,06	0,139	101,034
2	35,071	34,516	30,787	0,055	0,045	0	0	0	0	0,177	0	0,119	0,182	100,952
3	35,451	34,76	30,258	0,049	0,043	0,012	0,01	0	0	0	0	0,048	0,023	100,654
4	35,299	34,787	30,615	0,061	0,039	0,033	0,018	0	0,011	0	0,101	0,137	0,134	101,235
5	35,115	34,442	30,494	0,039	0,047	0,017	0	0,022	0	0	0,098	0,137	0,113	100,524
6	35,144	34,791	30,484	0,021	0,033	0,003	0,003	0,005	0	0,029	0	0,073	0,079	100,665
7	35,387	34,726	30,757	0,025	0,039	0	0,02	0,001	0	0	0	0,162	0,048	101,172
8	35,097	34,714	30,537	0,055	0,046	0	0	0,008	0,02	0,072	0	0,085	0,049	100,683
9	35,272	34,727	30,544	0,065	0,029	0	0	0,024	0	0	0,069	0,043	0	100,773
10	35,495	34,821	30,948	0,055	0,063	0	0,009	0	0	0,069	0	0,165	0,07	101,695
11	35,044	34,706	30,887	0,037	0,039	0,043	0,023	0,002	0	0	0	0,09	0,057	100,928
12	35,303	34,788	30,595	0,045	0,04	0	0	0	0	0	0	0,127	0,085	100,983
13	35,437	34,883	30,673	0,042	0,017	0	0	0,041	0	0,072	0	0,082	0,038	101,285

Tabela V.30: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba.

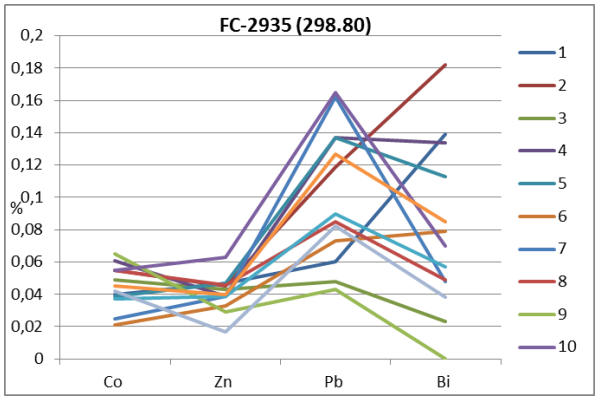


Figura V.42: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FC-2935 (298.80).

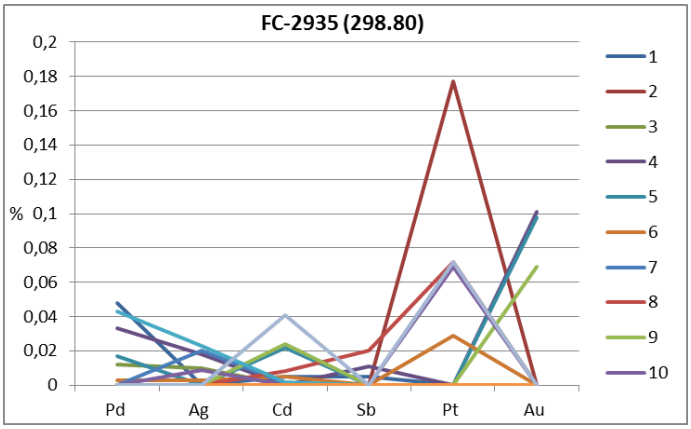


Figura V.43: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FC-2935 (298.80).

Observa-se anomalias positiva de Pb e anomalia negativa de Zn, associada ao minério hidrotermal, o que é condizente com as características petrográficas da amostra. Entretanto os teores mais elevados de Pt e Au, se contradizem com a observação das seções anteriores.

Ao comparar os teores de Co, Zn, Pb e Bi de pontos representativos das três seções analisadas da mina Caraíba (Figura V.44), é possível notar os padrões contrastantes presentes nas amostras FC-4413 e FC-40113, com anomalias negativas e positivas de Pb e Bi, indicando a proveniência das calcopiritas magmáticas e hidrotermais das seções analisadas. Característica não observada nos pontos da seção FC-2935, onde toda a calcopirita é hidrotermal e apresenta mais elevados destes dois elementos. Os padrões dos elementos com teores secundários, indicam, no geral, um maior enriquecimento de Pt e Cd, para as calcopiritas magmáticas (Figura V.45).

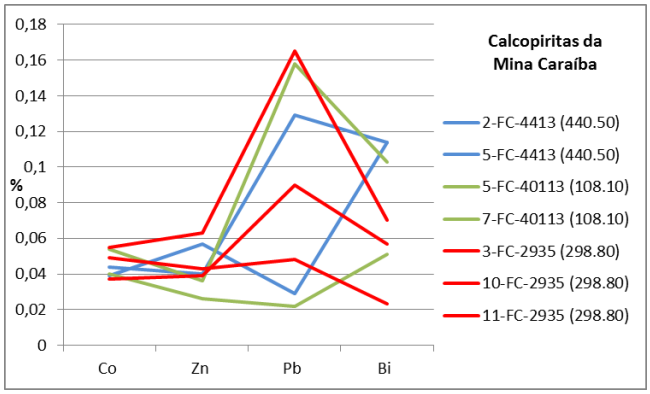


Figura V.44: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas das seções analisadas da Caraíba.

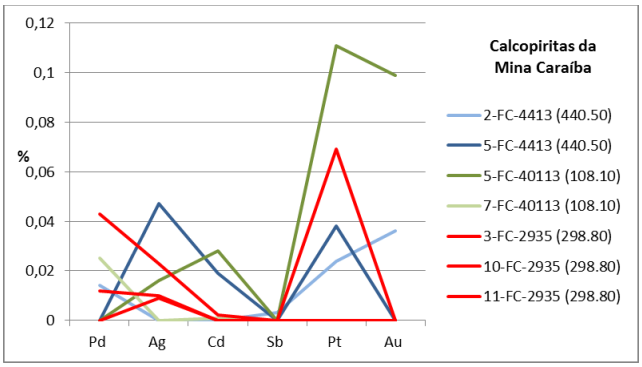


Figura V.45: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas das seções analisadas da Caraíba. As amostras em tons mais escuros (5-FC-4413 e 5-FC-40113) são calcopiritas magmáticas.

As calcopiritas analisadas da seção de Surubim (**FSBC-001 – 79,30b**), exibem teores sempre presentes de Co, Zn, Pb e Bi, e frequentes de Pd e Pt (Tabela V.31), além de nenhum teor mensurável de Sb. Plotados em gráfico (Figura V.46) é possível observar o enriquecimento nos elementos mais pesados, em relação aos mais leves.

Embora algumas amostras sugiram um padrão negativo para o Pb, os teores deste elemento e do Bi são superiores aos das calcopiritas consideradas de origem magmática da mina Caraíba, o que sugere que todas as calcopiritas sejam de origem hidrotermal. Fato condizente com as observações feitas para o depósito. A plotagem dos teores dos demais elementos expõe valores mais elevados de Pd e Pt, por vezes de Ag, Au e Cd, e inexistentes de Sb (Figura V.47).

Amostra FSBC-001 (79.30b)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	35,307	34,036	29,675	0,048	0,042	0,005	0	0	0	0	0	0,097	0,032	99,242
2	35,118	34,297	29,573	0,043	0,006	0,046	0	0	0	0,096	0	0,138	0,073	99,417
3	34,867	34,328	29,751	0,043	0,047	0,002	0	0,013	0	0	0	0,089	0,04	99,18
4	35,166	34,438	29,575	0,051	0,026	0,003	0,038	0	0	0,014	0	0,221	0,173	99,705
5	35,337	33,827	29,475	0,022	0,018	0,018	0,002	0,012	0	0,021	0,033	0,17	0,072	99,007
6	34,982	34,407	29,793	0,027	0,03	0	0,036	0,011	0	0,003	0	0,064	0,191	99,574
7	35,332	34,875	29,278	0,057	0,051	0	0	0	0	0,095	0,005	0,133	0,14	99,966
8	34,462	35,308	29,884	0,028	0,034	0	0	0	0	0,035	0	0,254	0,06	100,065
9	34,074	35,16	29,958	0,051	0,043	0,047	0,018	0,06	0	0	0,029	0,039	0,051	99,53
10	34,229	34,943	29,945	0,054	0,043	0,009	0	0,011	0	0	0	0,111	0,114	99,459
11	34,154	34,88	29,649	0,04	0,003	0,01	0	0	0	0,065	0	0,104	0,087	98,992

Tabela V.31: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FSBC-001 (79.30b), de Surubim.

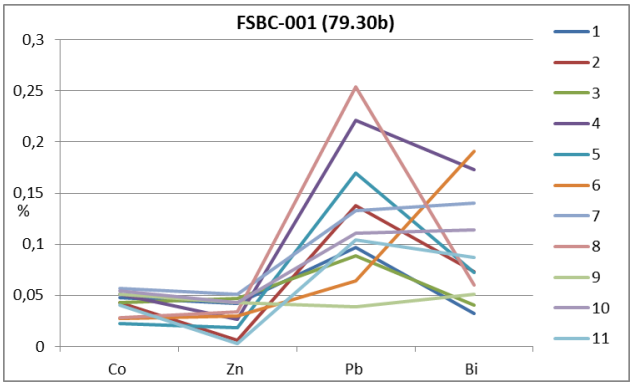


Figura V.46: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FSBC-001 (79.30b).

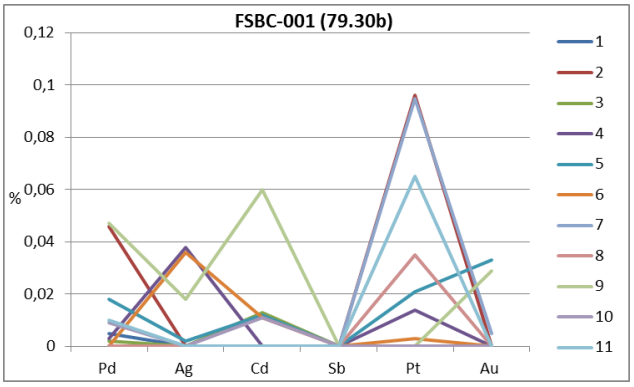


Figura V.47: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FSBC-001 (79.30b).

Os pontos obtidos em calcopiritas da seção FVS-41 (201,15) apresentaram teores sempre detectáveis de Co, Zn e Bi, e praticamente (apenas por uma amostra) de Pb (Tabela V.32). Os teores de Ag e Pd ocorrem de forma frequente. Em gráfico, os elementos menores presentes em maiores teores da seção, evidenciam padrões mais enriquecidos em Co e Zn, e outros com teores mais elevados de Pb e Bi (Figura V.48). Como, em seção foram observadas

duas paragêneses de minério: uma magmática e outra hidrotermal, é possível associar, de acordo com as características dos campos descritos, as amostras com teores mais elevados de Pb e Bi, como minério hidrotermal e as demais como magmáticas. Os teores dos elementos menos abundantes distribuem-se de modo quase aleatório (Figura V.49).

Amostra FVS-41 (205.15)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	34,825	34,171	30,033	0,063	0,031	0,012	0,018	0,008	0	0	0	0	0,132	99,293
2	34,685	34,066	30,296	0,056	0,043	0,007	0,012	0,006	0	0	0,079	0,015	0,088	99,353
3	35,11	34,689	30,418	0,055	0,038	0	0	0,002	0	0,096	0	0,074	0,012	100,494
4	34,986	34,399	30,456	0,059	0,063	0,023	0,02	0	0	0,046	0	0,054	0,101	100,216
5	35,079	34,459	30,256	0,047	0,059	0	0	0,002	0,001	0	0,016	0,054	0,131	100,104
6	35,058	34,391	30,503	0,045	0,025	0,021	0,014	0,001	0	0,039	0	0,149	0,069	100,315
7	34,802	34,465	30,446	0,044	0,058	0	0,042	0	0,002	0,04	0	0,162	0,086	100,147

Tabela V.32: Composição química, dada em %, de calcopiritas da seção FVS-85 (205.15), de Vermelhos.

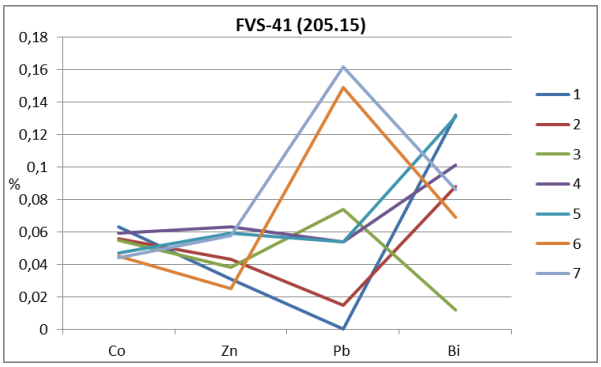


Figura V.48: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas da seção FVS-41 (205.15).

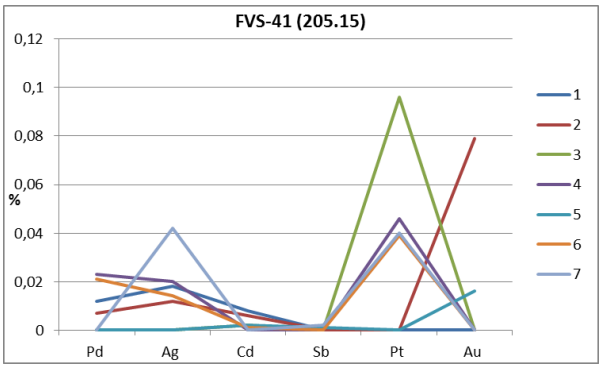


Figura V.49: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas da seção FVS-41 (205.15).

ii) Bornita

Sempre associados aos cristais de calcopirita, estão os de bornita que, na maior parte dos casos, ocorrem intercrescidos. Similarmente à calcopirita os teores de Co e Zn detectáveis são comuns nas amostras, além de Pb e Bi, porém menos frequentes do que os primeiros. As análises das bornitas da seção **FC-4413 (440,50)** ilustram bem estas características (Tabela V.33).

Amostra FC-4413 (440.50)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	26,33	61,984	11,939	0,014	0,071	0	0,021	0	0	0,019	0	0,042	0,073	100,493
2	26,406	62,525	11,323	0,015	0,079	0	0,035	0,03	0	0	0	0,107	0	100,52
3	26,255	63,005	11,537	0,018	0,062	0	0	0	0,006	0,028	0	0,127	0,067	101,105
4	25,963	63,214	11,501	0,012	0,064	0,007	0,007	0	0	0,12	0,032	0	0,032	100,952
5	25,97	62,913	11,578	0,016	0,097	0,033	0,017	0,003	0,003	0	0,02	0,007	0,029	100,686
6	26,71	62,782	11,73	0,011	0,086	0	0	0	0	0,072	0	0,006	0,097	101,494

Tabela V.33: Composição química, dada em %, de bornitas da seção FC-4413 (440.50), da Caraíba.

O diagrama com estes elementos revela os dos caráteres de comportamento em relação aos teores de Pb e Bi (Figura V.50). Entretanto os teores de Co, não exibem variação observável, e os teores de Zn são, de modo geral, elevados, porém observa-se uma correlação negativa com o Pb. De forma similar às calcopiritas é possível associar os padrões negativos de Pb às análises magmáticas, com teores mais elevados de Pt e Au (Figura V.51), e os teores mais elevados de Pb associado ao minério hidrotermal. A correlação com Bi, Pd e Cd não ficou evidente.

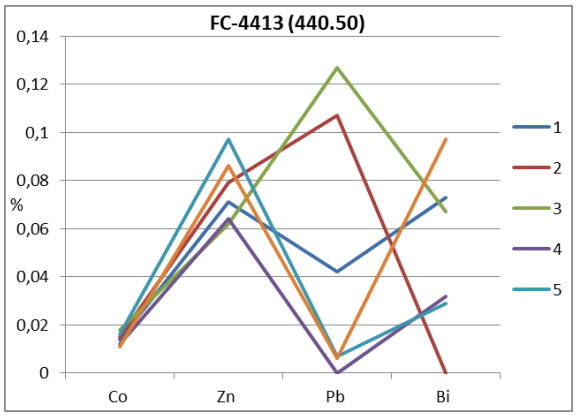


Figura V.50: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas da seção FC-4413 (440.50).

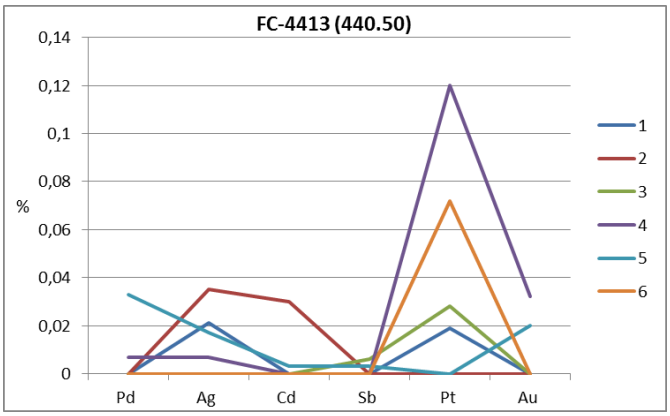


Figura V.51: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas da seção FC-4413 (440.50).

Ao comparar as calcopiritas e as bornitas desta seção, fica evidente o maior particionamento do Co, Pb e Bi para as calcopiritas, e do Zn para as bornitas (Figura V.52). Em relação aos demais elementos, é possível observar teores mais elevados de Pt nos cristais de bornita, e relações pouco distinguíveis entre os demais elementos (Figura V.53).

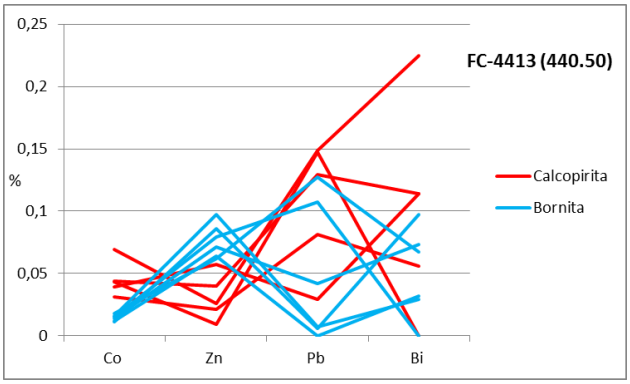


Figura V.52: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas e bornitas da seção FC-4413 (440.50).

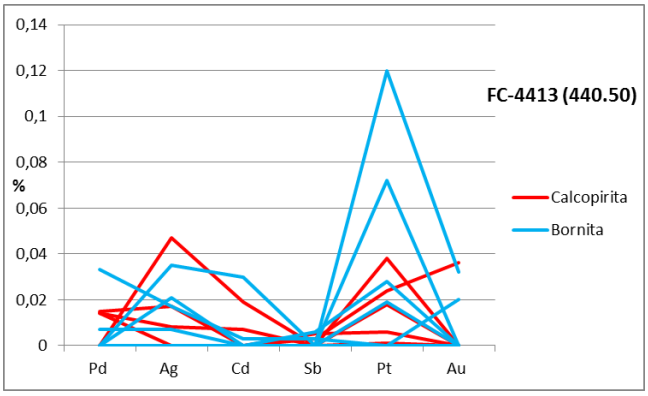


Figura V.53: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas e bornitas da seção FC-4413 (440.50).

Os pontos adquiridos em bornitas da seção **FC-2935 (298,80)**, apresentaram teores sempre presentes apenas do Co, enquanto Zn, Bi e Ag não constam em apenas uma análise cada um (Tabela V.34). O gráfico da Figura V.54 evidencia a ampla distribuição dos teores medidos de Zn, Pb e Bi, e mais restrita para o Co, das análises que são consideradas todas de origem hidrotermal. A ocorrência de valores em um intervalo amplo é observado para o Pd, Ag, Cd e Pt, e inexistente nos teores de Sb (Figura V.56). A comparação entre as calcopiritas e bornitas desta seção mostra teores mais elevados de Co, Pb e Bi na calcopirita e de Zn na bornita (Figura V.56). Os teores de Pt também são mais elevados nas calcopiritas desta amostra (Figura V.57).

Amostra FC-2935 (298.80)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	25,883	63,798	11,491	0,029	0,06	0,011	0,046	0	0	0,129	0	0	0,067	101,514
2	26,089	63,649	11,405	0,025	0,059	0	0,018	0	0	0	0,109	0,041	0	101,402
3	26,711	62,535	11,699	0,022	0,034	0,033	0,03	0	0	0	0	0	0,105	101,169
4	26,518	63,724	11,516	0,019	0	0,009	0	0	0	0,011	0	0	0,15	101,949
5	26,276	63,783	11,538	0,024	0,055	0	0,007	0,006	0	0,032	0	0,157	0,026	101,904
6	26,257	63,73	11,599	0,035	0,07	0,073	0,041	0,012	0	0,111	0	0,053	0,039	102,048
7	26,134	63,947	11,587	0,03	0,061	0	0,037	0,027	0	0	0,001	0,031	0,038	101,893

Tabela V.34: Composição química, dada em %, de bornitas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba.

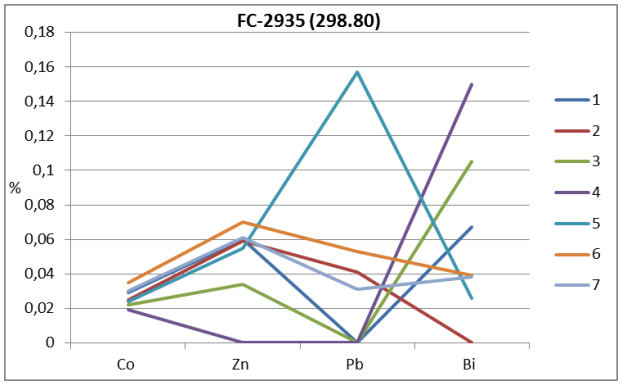


Figura V.54: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas da seção FC-2935 (298.80).

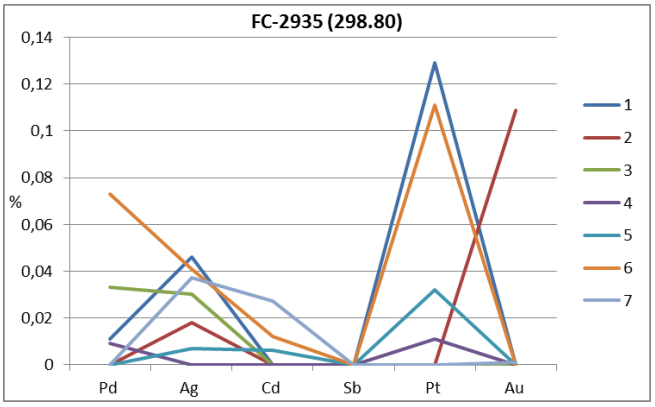


Figura V.55: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas da seção FC-2935 (298.80).

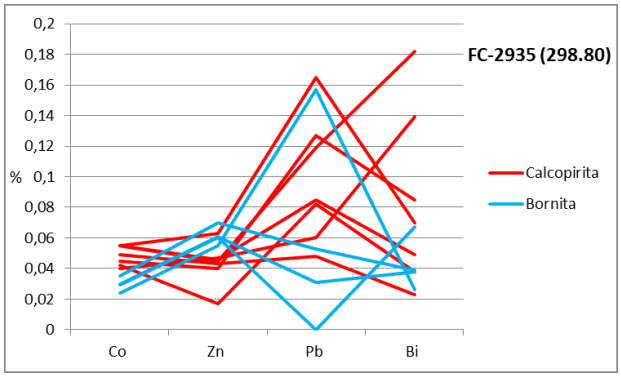


Figura V.56: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calclopiritas e bornitas da seção FC-2935 (298.80).

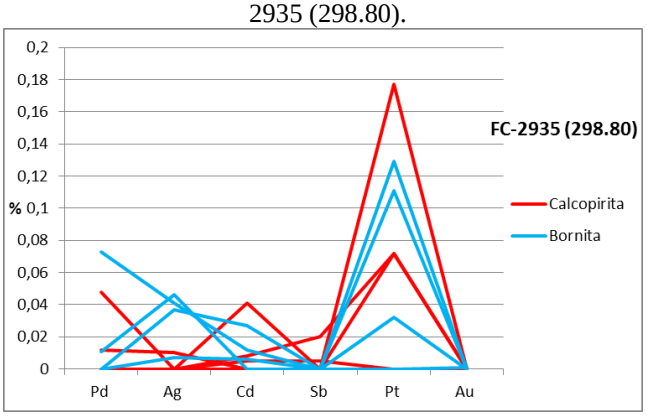


Figura V.57: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas e bornitas da seção FC-4413 (440.50).

Ao comparar Co, Zn, Pb e Bi dos pontos de bornita analisados observa-se padrões coerentes com os observados nas calcopiritas, com as análises hidrotermais com teores mais altos de Pb e neste caso de Co, e Zn para as análises magmáticas (Figura V.58). O diagrama com os elementos presentes em teores menores, indicam teores mais elevados de Pd, Ag e Pt para as análises hidrotermais, e de Au para as magmáticas (Figura V.59).

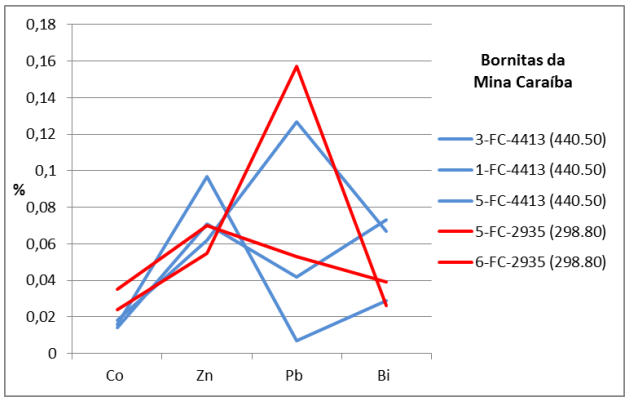


Figura V.58: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas das seções analisadas da Caraíba.

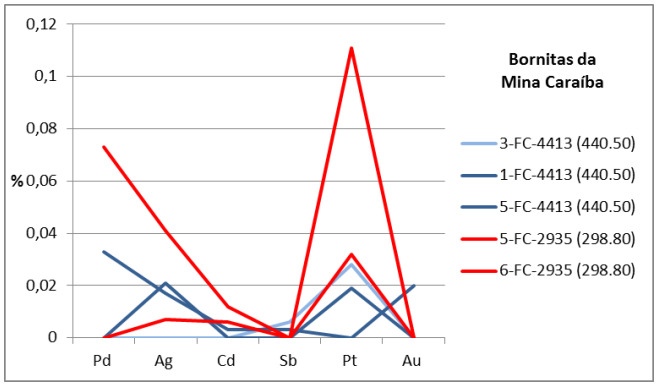


Figura V.59: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas das seções analisadas da Caraíba. As análises 1-FC4413 e 5-FC-4413 são representantes de bornitas magmáticas.

As análises obtidas em bornitas da seção FSBC-001 (79,30b) apresentaram teores frequentes de Co, Zn, Ag e Bi, e quase todas de Pt e Pb (Tabela V.35). O diagrama com teores de Co, Zn, Pb e Bi mostra o enriquecimento em Zn e empobrecimento em Pb das amostras, sugerindo uma predominância de bornitas com assinaturas magmáticas, sugerindo a transformação metamórfica de uma calcopirita magmática para bornita (Figura V.60). Exibem uma ampla variação nos teores de Ag, Pd e Au (Figura V.61).

Ao comparar os teores dos elementos menores mais abundantes das calcopiritas e bornitas desta amostra, é possível notar os teores mais elevados de Co e Pb para as calcopiritas e de Zn para as bornitas (Figura V.62). A comparação dos elementos presentes em concentração secundária, evidencia os teores mais elevados de Pt e Cd nas calcopiritas de Ag das bornitas analisadas para a seção de Surubim (Figura V.63).

Amostra FSBC-001 (79.30b)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	26,484	62,218	11,422	0,018	0,055	0,011	0,03	0,022	0	0	0	0,07	0,07	100,4
2	26,198	62,166	11,326	0,009	0,074	0,044	0,034	0	0	0,016	0,032	0,035	0,202	100,136
3	26,106	62,617	11,332	0,002	0,092	0	0,005	0,023	0	0,037	0	0,069	0,144	100,427
4	26,052	62,613	11,198	0,019	0,064	0	0,031	0	0	0,019	0	0,065	0,074	100,135
5	26,484	62,944	11,251	0,009	0,04	0,021	0,049	0	0	0,023	0	0	0,042	100,886

Tabela V.35: Composição química, dada em %, de bornitas da seção FSBC-001 (79.30b), de Surubim.

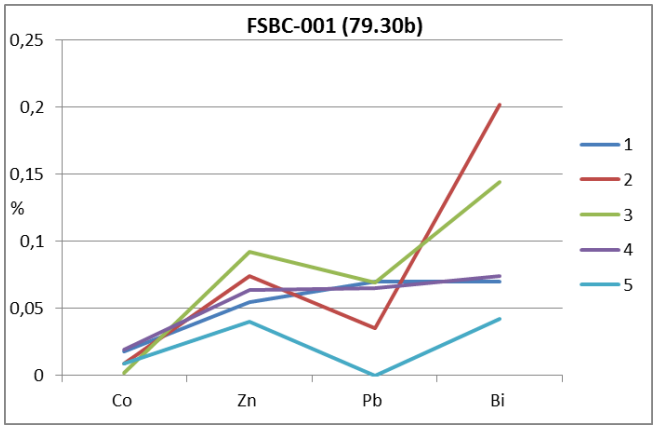


Figura V.60: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas da seção FSBC-001 (79.30b).

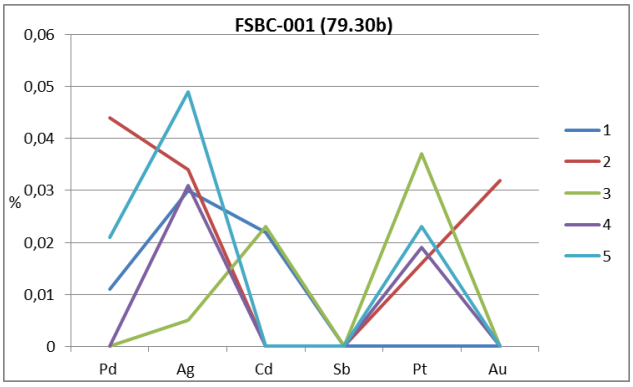


Figura V.61: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas da seção FSBC-001 (79.30b).

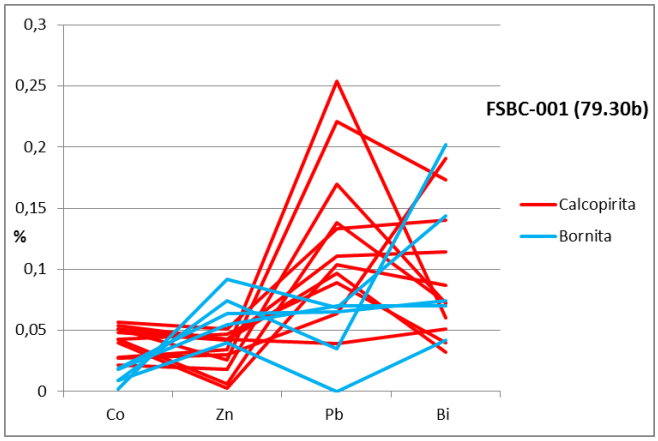


Figura V.62: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas e bornitas da seção FSBC-001 (79.30b).

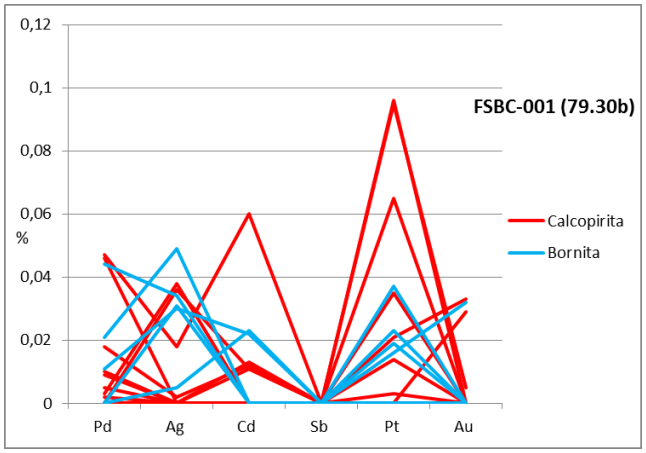


Figura V.63: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas e bornitas da seção FSBC-001 (79.30b)

Todas as bornitas analisadas da seção FVS-41 (205,15) tiveram teores detectáveis de Co, Zn, Pb e Bi (Tabela V.36). O diagrama com os teores destes elementos, evidencia a separação de dois grupos de amostras com teores de Pb mais elevados e, distintamente das calcopiritas, com Co em concentração alta, associado ao minério hidrotermal (Figura V.64). Em relação aos demais elementos, é possível observar, pontualmente, teores mais elevados de Au e Pt para o magmático/metamórfico e Ag para o hidrotermal (Figura V.65).

Amostra FVS-41 (205.15)														
Ponto	S	Cu	Fe	Co	Zn	Pd	Ag	Cd	Sb	Pt	Au	Pb	Bi	Total
1	26,56	62,827	11,459	0,019	0,076	0	0,016	0	0,007	0,061	0,035	0,029	0,077	101,166
2	26,092	62,854	11,605	0,011	0,09	0	0	0,001	0	0,006	0	0,05	0,01	100,719
3	25,859	62,695	11,479	0,034	0,05	0	0,017	0	0	0,02	0	0,175	0,041	100,37
4	25,864	61,582	11,716	0,024	0,034	0,019	0,028	0,029	0,001	0,018	0	0,023	0,092	99,43
5	26,055	62,93	11,54	0,004	0,08	0	0,067	0,014	0	0	0	0,152	0,028	100,87
6	26,677	62,446	11,637	0,034	0,071	0,026	0,017	0,008	0	0	0	0,037	0,105	101,061

Tabela V.36: Composição química, dada em %, de bornitas da seção FVS-41 (205,15), de Vermelhos.

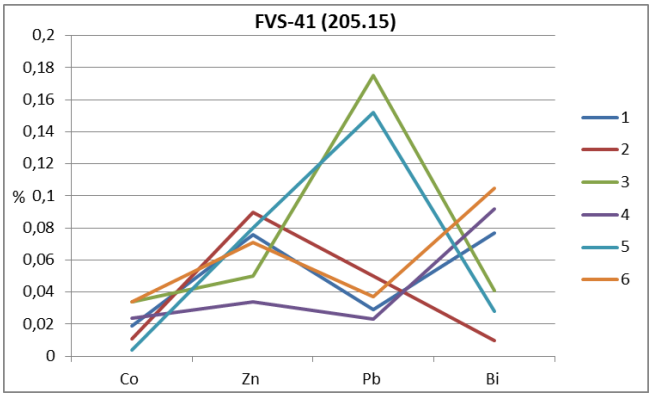


Figura V.64: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas bornitas da seção FVS-41 (205.15).

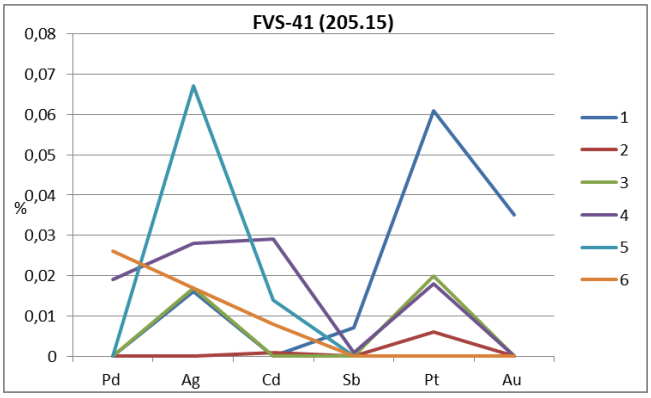


Figura V.65: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas bornitas da seção FVS-41 (205.15).

A comparação entre as calcopiritas e as bornitas da mesma seção mostra teores mais elevados de Zn, e Pb nas bornitas e Co e Bi nas calcopiritas (Figura V.66). Os teores de Ag e Cd são superiores nas bornitas, e de Pt nas calcopiritas (Figura V.67).

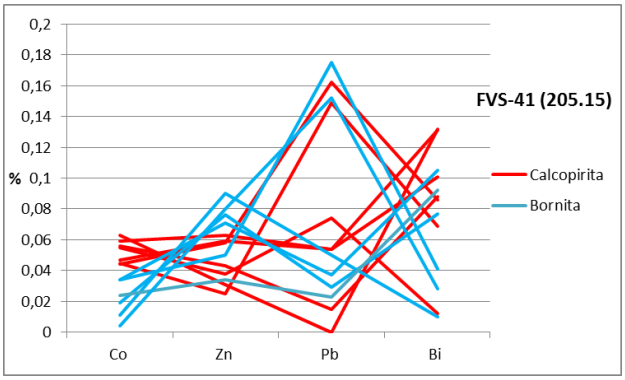


Figura V.66: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Zn, Pb e Bi), presentes nas calcopiritas e bornitas da seção FVS-41 (205.15).

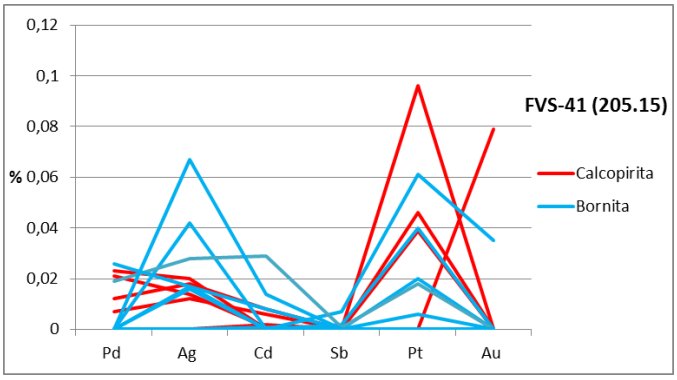


Figura V.67: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas calcopiritas e bornitas da seção FVS-41 (205.15).

iii) Pirita

Das piritas analisadas, em Caraíba e Vermelhos, os elementos menores com concentrações mais expressivas de Ni, Zn, Pb e Bi, além e, em alguns casos o As e o Cu. As análises das piritas da amostra **FC-2935 (298,80)**, são exceções às outras análises, não apresentando teores de As, Ag e Ni, e raramente de Pd, Pt e Au (Tabela V.37).

Amostra FC-2935 (298.80)																
Ponto	As	S	Bi	Pd	Ag	Sb	Pb	Au	Pt	Cd	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Total
1	0	54,358	0,141	0,006	0	0	0,066	0	0	0,018	45,918	1,044	0	0	0,012	101,563
2	0	53,831	0,065	0,01	0	0,002	0,126	0	0,116	0,004	45,87	1,148	0	0	0,023	101,195
3	0	54,198	0,108	0	0	0	0,146	0,021	0	0	45,975	0,964	0	0	0,021	101,433
4	0	54,117	0,03	0	0	0	0,235	0	0	0,027	46,012	0,752	0	0,008	0,009	101,19
5	0	53,676	0,106	0	0	0,024	0,083	0,018	0,005	0,013	45,862	1,183	0	0,003	0,038	101,011

Tabela V.37: Composição química, dada em %, de piritas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba.

O que distingue estas amostras das demais, é ~~na~~ a presença exclusiva da pirrotita. Os diagramas com teores de Ni, Zn, Pb e Bi, evidenciam os teores mais baixos dos dois primeiros elementos, e mais elevadas de Pb e secundariamente de Bi (Figura V.68). De modo geral, não exibem teores de Ag, Sb e Au, baixos de Pd, e localmente elevados de Cd, Sb e Au (Figura V.69).

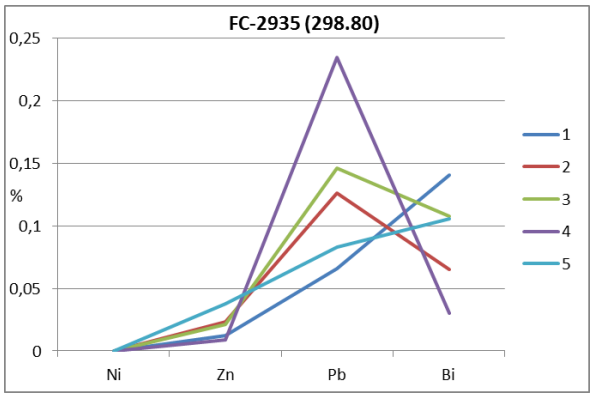


Figura V.68: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Ni, Zn, Pb e Bi), presentes nas piritas da seção FC-2935 (298.80).

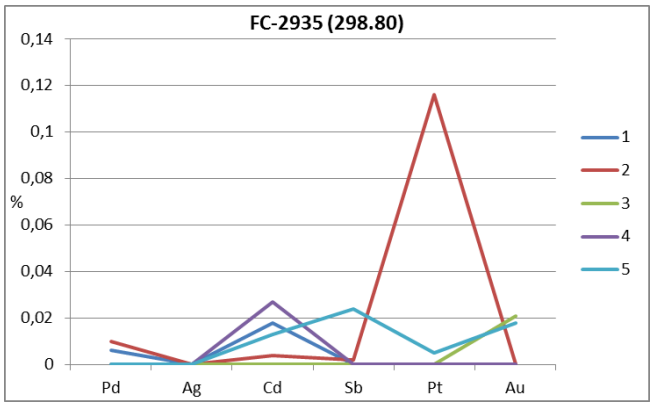


Figura V.69: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas da seção FC-2935 (298.80).

Teores de Pb e Co ocorrem em todos os pontos, e de Bi, Ni e Cu em quase todos da amostra **FC-4094 (149,48**; Tabela V.38). Estas análises evidenciaram uma ampla variação nos teores de Ni, Pb e Bi para as piritas desta seção (Figura V.70). Da mesma forma, variam amplamente os teores de Pd, Ag, Cd, Pt e Au (Figura V.71). A comparação entre os teores obtidos na piritas das duas seções mostra teores mais elevados de Ni para a seção FC-4094 (Figura V.72), bem como mais expressivas concentrações de Pd, Ag, Cd, Pt e Au (Figura V.73).

Amostra FC-4094 (149.48)																
Ponto	As	S	Bi	Pd	Ag	Sb	Pb	Au	Pt	Cd	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Total
1	0	54,169	0,087	0,04	0	0	0,072	0	0,001	0	45,644	0,09	0,026	0,043	0,02	100,192
2	0	53,89	0	0	0,024	0,009	0,215	0,045	0	0,004	45,384	0,342	0,015	0,024	0,027	99,979
3	0	54,266	0,132	0	0,039	0	0,085	0	0,029	0,051	45,679	0,075	0,028	0,056	0	100,44
4	0	50,421	0,094	0	0,013	0	0,14	0,015	0	0	42,972	0,063	0,025	4,945	0	98,688
5	0	53,443	0,096	0,021	0	0	0,114	0,038	0,067	0,016	45,573	0,072	0,015	0,028	0,018	99,501
6	0,006	53,311	0,06	0	0	0	0,044	0,049	0	0	45,656	0,081	0,061	0,045	0	99,313
7	0	53,848	0,105	0	0,011	0,005	0,15	0	0,006	0	43,741	2,294	0,016	0,006	0,013	100,195
8	0	54,086	0,104	0	0	0,004	0,175	0	0,02	0	44,392	1,523	0	0,054	0	100,358
9	0	54,145	0,163	0,016	0,018	0,025	0,128	0	0	0,016	45,75	0,075	0,067	0,018	0,006	100,427
10	0	53,703	0,105	0,008	0	0,019	0,063	0	0	0	45,692	0,084	0,023	0	0	99,697
11	0	52,173	0,093	0	0,02	0	0,183	0,028	0,111	0	44,829	0,081	0,088	0	0,025	97,631
12	0	53,987	0,241	0,008	0	0	0,114	0	0	0	45,917	0,066	0,041	0,025	0,017	100,416
13	0	54,381	0,152	0,021	0	0	0,195	0	0,071	0,007	45,096	0,922	0,099	0,01	0,008	100,962
14	0	54,001	0,111	0	0,027	0	0,13	0	0	0,023	44,022	1,985	0,014	0,048	0,028	100,389
15	0	54,008	0,152	0	0,001	0	0,139	0	0,038	0,031	43,4	2,479	0,002	0,028	0,038	100,316
16	0	54,368	0,138	0,015	0,002	0	0,107	0	0	0	45,846	0,132	0,049	0,002	0	100,659

Tabela V.38: Composição química, dada em %, de piritas da seção FC-4094 (149.48), da Caraíba.

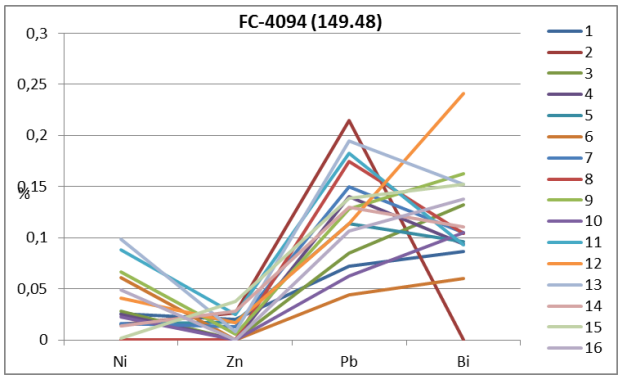


Figura V.70: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Ni, Zn, Pb e Bi), presentes nas piritas da seção FC-4094 (149.48).

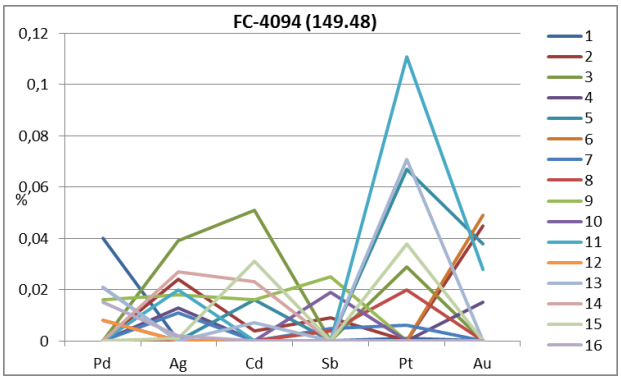


Figura V.71: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas da seção FC-4098 (149.48).

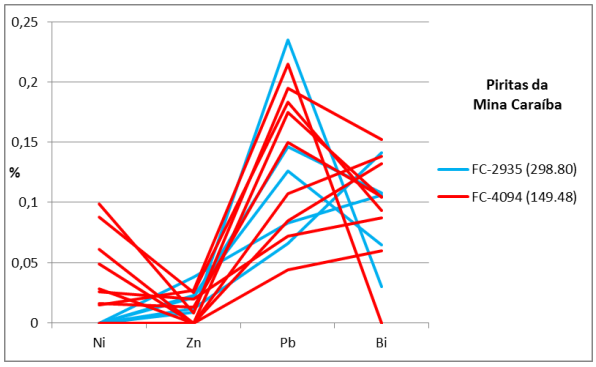


Figura V.72: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Ni, Zn, Pb e Bi), presentes nas piritas analisadas da Caraíba.

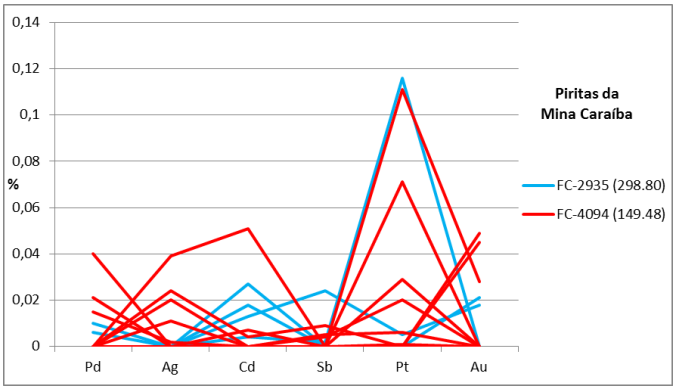


Figura V.73: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas da Caraíba.

Todas as piritas analisadas da amostra **FVS-85 (309,82)** contem teores detectáveis de Bi, Pb e Co (Tabela V.39). Em gráfico, exibem teores elevados de Pb e Bi, e menos

expressivos de Ni e Zn (Figura V.74). Da mesma, forma apresentam ampla variação nos teores de Ag, Cd e Pt (Figura V.75).

Amostra FVS-85 (309.82)																
Ponto	As	S	Bi	Pd	Ag	Sb	Pb	Au	Pt	Cd	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Total
1	0	53,37	0,126	0	0,015	0	0,151	0	0	0	46,884	0,177	0	0,015	0	100,738
2	0	53,403	0,181	0	0	0	0,173	0	0,03	0,054	46,755	0,462	0,014	0	0,002	101,074
3	0	53,255	0,034	0,028	0,033	0	0,036	0	0,049	0,042	46,059	1,08	0,012	0,016	0,012	100,656
4	0	53,564	0,152	0,027	0	0	0,138	0	0	0	45,826	1,247	0,015	0,008	0	100,977
5	0	53,681	0,147	0	0	0	0,083	0	0,074	0,044	46,265	0,799	0	0	0	101,093
6	0	53,678	0,102	0	0,025	0	0,221	0	0,069	0	46,581	0,608	0,01	0	0	101,294
7	0	53,547	0,122	0	0,011	0	0,196	0	0	0,012	46,668	0,263	0	0,001	0	100,82
8	0	52,892	0,068	0	0,012	0	0,185	0	0,137	0	46,09	0,441	0,005	0,014	0,039	99,883
9	0	53,703	0,111	0,054	0,041	0	0,117	0	0	0,025	46,287	0,641	0	0	0	100,979
10	0	53,577	0,228	0,013	0	0	0,116	0	0	0,037	46,636	0,449	0,003	0,022	0,01	101,091

Tabela V.39: Composição química, dada em %, de piritas da seção FVS-85 (308.82), de Vermelhos.

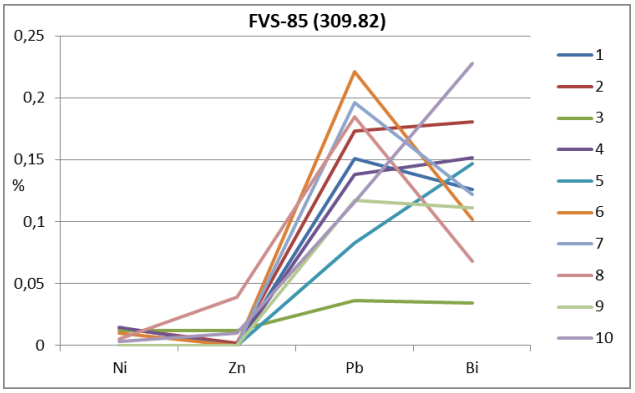


Figura V.74: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Ni, Zn, Pb e Bi), presentes nas piritas da seção FVS-85 (309.82).

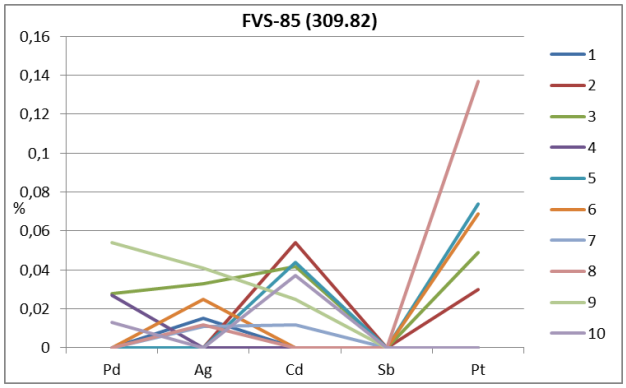


Figura V.75: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas da seção FVS-85 (309.82).

iv) Pirrotita

As pirrotitas analisadas, da seção **FC-2935 (298,80)**, exibem, em termos de elementos menores, teores sempre presentes de Bi, Co e Ni (Tabela V.40). Em diagrama multielementar fica evidente o enriquecimento nos teores de Co e Ni, em relação ao Pb e Bi (Figura V.76). Os teores dos elementos menores menos abundantes distribuem-se de forma mais errática (Figura V.77).

Amostra FC-2935 (298.80)																
Ponto	As	S	Bi	Pd	Ag	Sb	Pb	Au	Pt	Cd	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Total
1	0	39,722	0,163	0	0	0	0,153	0	0,012	0	59,685	0,252	0,21	0,004	0	100,201
2	0,002	39,317	0,153	0,016	0	0	0,133	0	0,084	0	60,439	0,176	0,213	0,024	0	100,557
3	0,008	39,176	0,043	0	0	0	0,017	0,003	0	0	60,949	0,18	0,126	0,014	0	100,516
4	0	39,266	0,131	0	0	0	0,132	0,022	0	0,011	60,94	0,168	0,148	0	0	100,818
5	0	39,177	0,071	0	0	0	0,077	0	0	0	60,733	0,169	0,158	0,019	0,008	100,412
6	0,004	39,23	0,095	0	0	0,006	0	0,071	0,059	0,015	60,632	0,188	0,162	0	0	100,462
7	0	39,418	0,109	0,01	0	0,002	0,041	0	0,002	0	61,019	0,171	0,156	0	0,004	100,932
8	0,001	38,927	0,089	0	0	0	0	0	0	0,027	60,782	0,17	0,156	0	0,01	100,162
9	0	39,188	0,034	0	0	0	0,164	0	0,08	0	60,925	0,185	0,162	0	0,005	100,743

Tabela V.40: Composição química, dada em %, de pirrotitas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba.

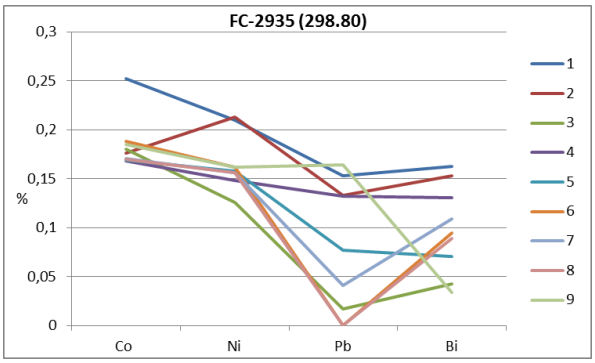


Figura V.76: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes (Co, Ni, Pb e Bi), presentes nas pirrotitas da seção FC-2935 (298.80).

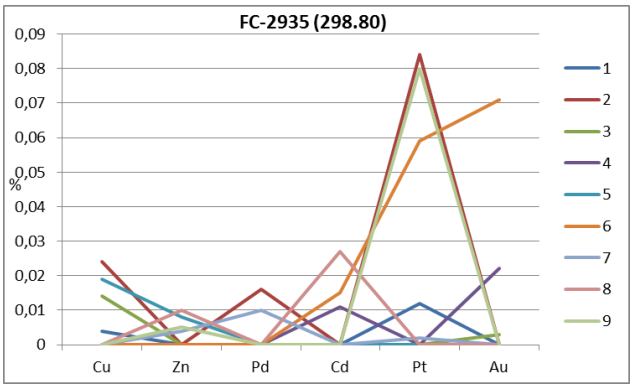


Figura V.77: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas pirrotita da amostra FC-2935 (298.80).

Ao comparar os teores destas análises com as análises de pirita da mesma amostra, fica claro o maior particionamento do Co e do Pb pela pirita e do Ni pela pirrotita (Figura V.78), motivo pelo qual as piritas desta seção não apresentam teores deste elemento. As piritas ainda apresentam teores superiores de Pt e Zn (Figura V.79).

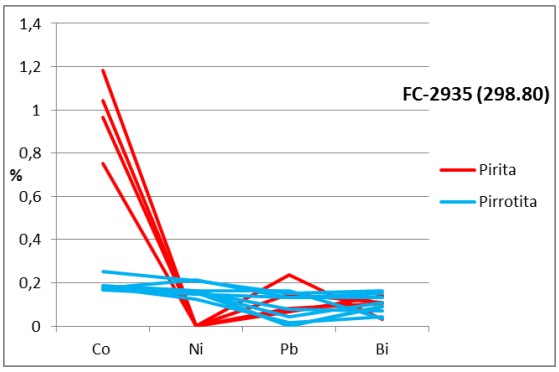


Figura V.78: Diagrama multielementar de calcófilos menores mais abundantes, presentes nas piritas e pirrotita da seção FC-2935 (298.80).

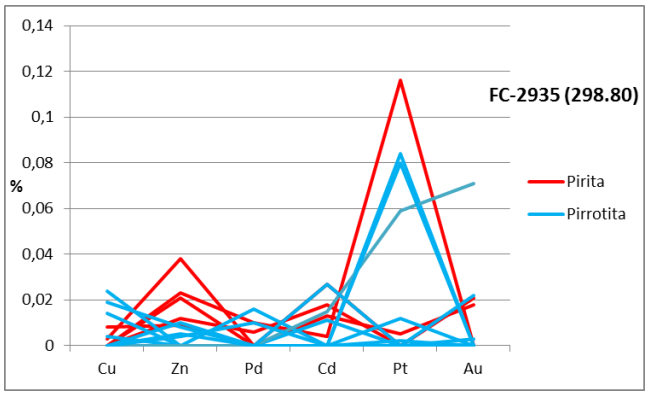


Figura V.79: Diagrama multielementar de calcófilos menores secundários analisados, nas piritas e pirrotitas da seção FC-2935 (298.80).

ARNOLD (1962) desenvolveu, experimentalmente, um método para a estimativa da temperatura de formação de pirrotita, a partir do seu teor de Fe atômico. O autor

demonstrou a relação inversa entra a concentração do elemento e a temperatura. ERDOSH (1962) aplicou este método no depósito de New Calumete, no Canadá, mesmo procedimento adotado por GUPTA (1964) e RAO (1964) ao estudarem o depósito cuprífero de Singhbhum, na Índia.

Baseado nestes dados foram estimadas temperaturas de formação para as pirrotitas da Caraíba (Tabela V.41). Estes valores encontram-se plotados no gráfico da Figura V.80.

Arnold (1962)		Erdosh (1962)		Gupta (1964)		Rao (1964)		Caraíba	
%Fe at.	Temp. estimada (°C)	%Fe at.	Temp. estimada (°C)	%Fe at.	Temp. estimada (°C)	%Fe at.	Temp. estimada (°C)	%Fe at.	Temp. estimada (°C)
45,97	600	46,59	470	46,2	560	46,56	490	46,121	530
46,4	520	46,66	469	46,3	540	46,66	480	46,708	465
46,5	510	46,7	460	46,4	520	46,7	460	46,871	435
46,6	490	46,85	430	46,47	510	46,84	440	46,923	425
46,7	470	47,15	369	46,55	495	46,95	365	46,951	425
46,8	450	47,21	350	46,65	480	47,23	360	46,976	410
46,9	425			46,7	470	47,3	340	47,018	400
47,04	400			46,9	430	47,56	325	47,063	390
47,29	325							47,136	375

Tabela V.41: Estimativa de temperaturas de formação de pirrotita, com base no teor de Fe atômico (%Fe at.). Os trabalhos pioneiros experimentais foram desenvolvidos por Arnold (1962) e aplicados por Erdosh (1962), Gupta (1964) e Rao (1964). Na coluna da direita, constam as estimativas feitas para as pirrotitas da seção FC-2935 (298.80), da Caraíba.

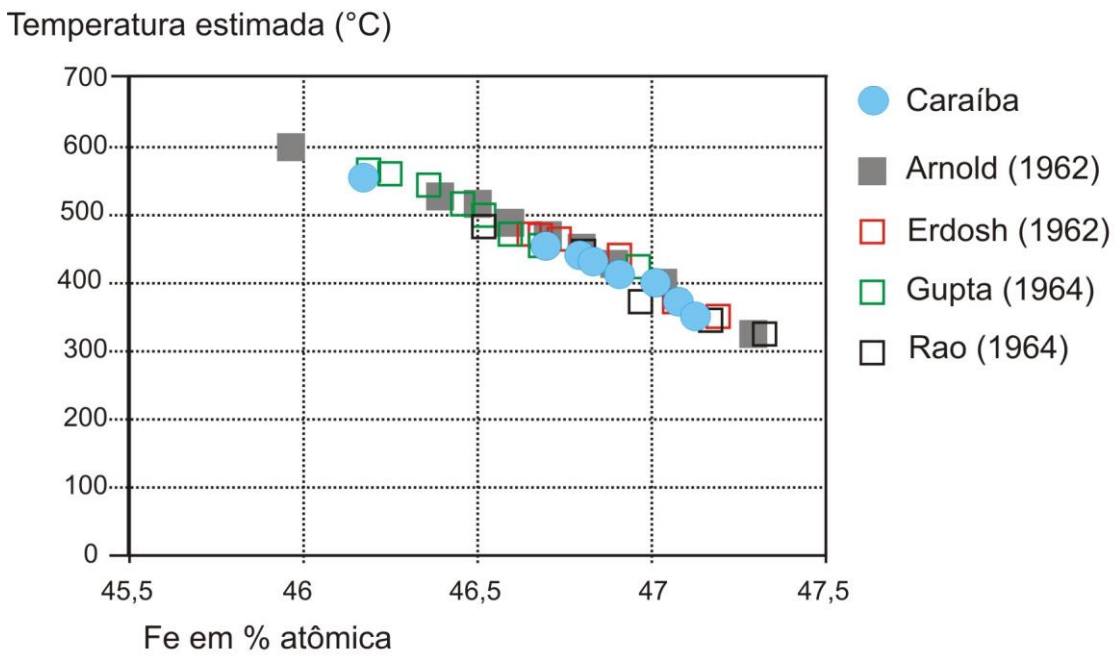


Figura V.80: Gráfico de Fe (em % atômica) por temperatura (°C), de acordo com dados experimentais de Arnold (1962), além de empíricos de Erdosh (1962), Gupta (1964), Rao (1964), e temperaturas estimadas para as pirrotita da amostra FC-2935 (298.80), da Caraíba.

v) Óxidos

Foram realizadas análises em espinélios das seções FC-2935 (298,80), FC-4094 (149,48), FC-4398 (440,50), FSBC-001 (79,30b) e FVS-41 (205,15). Os resultados indicam a presença de cristais de ilmenita, magnetita, hercinita e cromita nas amostras (Tabela V.42).

Amostra	Ponto	Espinélio	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	Cl	TiO2	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	V2O3	Total
FC-2935	1	Ilmenita	0,02	0,048	0	0	0	0,037	0,011	52,288	0,018	45,754	1,732	0	0,473	100,379
FC-4094	1	Ilmenita	0,008	0,039	0	0,002	0	0,022	0	52,368	0,064	42,707	5,013	0	0,492	100,715
FC-4398	1	Magnetita	0,026	0,051	0,028	1,059	0	0	0	0,83	8,136	82,142	0,806	0,905	0,542	94,525
FC-4398	2	Magnetita	0	0,051	0,048	1,598	0	0	0	1,818	10,127	78,361	1,151	0,777	0,627	94,558
FSBC-001	1	Ilmenita	0	0,076	0,088	0	0	0	0,005	52,348	0,083	44,25	2,154	0	0,49	99,493
FSBC-001	3	Ilmenita	0,036	0,078	0,049	0	0,005	0	0,003	53,228	0,125	44,126	2,405	0	0,463	100,517
FSBC-001	3	Hercinita	0,178	2,821	0,054	37,466	0	0,034	0	0	13,692	32,727	0,13	0,081	0,599	87,782
FSBC-001	4	Hercinita	0,092	2,547	0,051	35,753	0	0,053	0,01	0,012	16,447	34,215	0,121	0,054	0,648	90,001
FVS-41	1	Cromita	0	0,174	0,03	12,185	0	0,019	0,006	2,152	25,685	51,166	0,835	0,213	0,831	93,295
FVS-41	2	Ilmenita	0,02	0,151	0,084	4,503	0,02	0	0	32,205	13,116	43,819	1,515	0,037	0,501	95,971
FVS-41	3	Cromita	0,109	0,198	0,227	11,777	0,033	0,051	0	3,82	26,165	48,077	0,89	0,059	0,702	92,108

Tabela V.42: Composição química, dada em %, de espinélios das seções FC-2935 (298.80), FC-4094 (149.48), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15).

Gráficos ternários FeO-Cr_2O_3-Al_2O_3 distinguem bem as tendências das amostras de magnetita, cromita e hercinita (Figura V.81), e FeO-Cr_2O_3-TiO_2, das amostras de magnetita, cromita e ilmenita (Figura V.82). A classificação dos espinélios de Surubim e Vermelhos, exemplifica as composições da hercinita e cromita, respectivamente (Figura V.83).

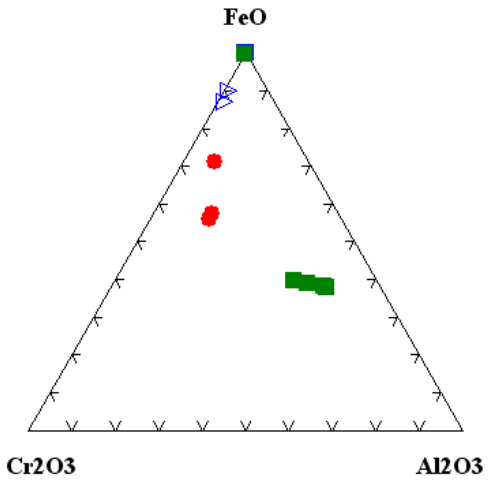


Figura V.81: Diagramas ternários FeO-Cr_2O_3-Al_2O_3 para os espinélios das seções FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80), FC-4398 (280.18), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15).

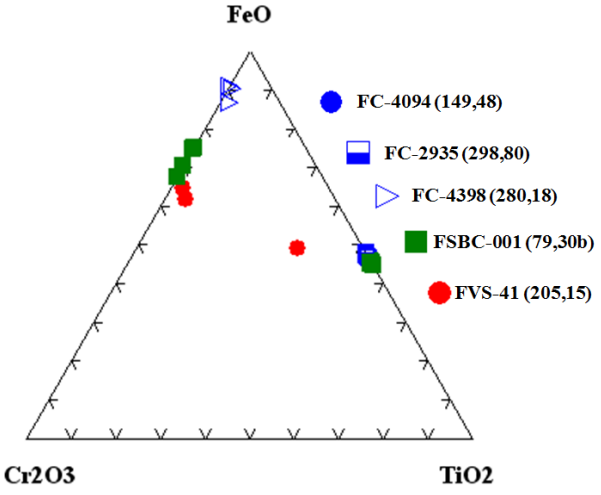


Figura V.82: Diagramas ternários FeO-Cr_2O_3-TiO_2 para os espinélios das seções FC-4094 (149.48), FC-2935 (298.80), FC-4398 (280.18), FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15).

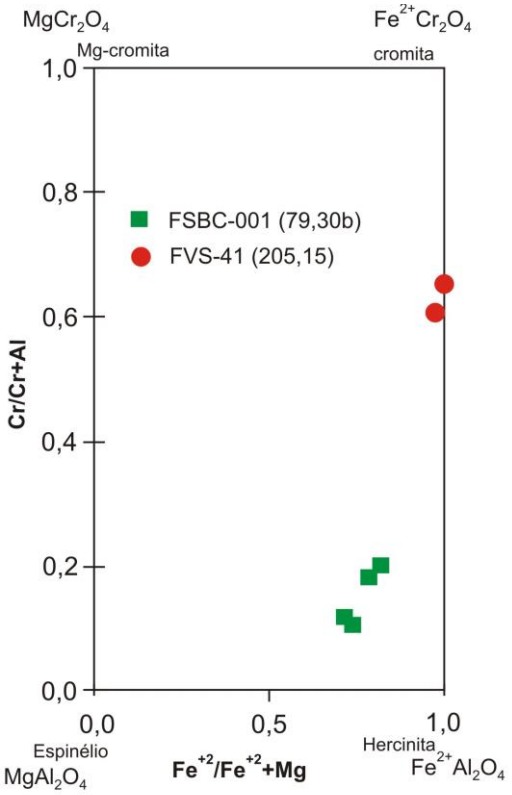


Figura V.83: Classificação dos cromo-espinélios das amostras FSBC-001 (79.30b) e FVS-41 (205.15). Nomenclatura segundo Haggerty (1976) *apud* Lima (1997).

Foram obtidos pontos de hematita, na seção FVS-85 (309.82), que apresentaram teores elevados de OH, SiO_2 e MgO (Tabela V.43).

Amostra FVS-85																		
Ponto	F	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	SrO	FeO	MnO	BaO	V2O3	NiO	(OH)	Total
1	0,292	0	0,85	1,64	0,245	0,05	0	0	0	0,04	0,074	92,392	0	0,075	0	0,077	4,388	100
2	0,301	0,015	0,258	1,403	0,211	0,083	0,003	0,003	0	0	0	92,47	0	0	0	0	5,381	100
3	0	0,001	0,017	0,079	0,001	0	0	0	0	0,005	0	91,995	0	0	0	0,093	0	92,191
4	0	0,029	0,052	0,116	0	0,02	0,003	0	0	0	0	92,261	0,001	0	0	0,046	0	92,528
5	0	0,034	0	0,069	0	0,014	0	0	0	0	0	92,137	0	0	0,027	0,025	0	92,306

Tabela V.43: Composição química, dada em %, de hematitas da seção FVS-85 (309.82), de Vermelhos.

V.3 DISCUSSÃO PARCIAL E COMPARAÇÃO ENTRE OS DEPÓSITOS

Os dados dos minerais de ganga permitiram observar a composição enstatítica a ferrossilítica dos ortopiroxênios e diopsídica a wolastonítica dos clinopiroxênios. Os anfibólios exibem variação composicional mais ampla, ocorrendo hornbelnda, tschermakita, actnolita e membros intermediários destas. As flogopitas, apesar de apresentarem estrutura característica, comprovado por DRX, apresentam composição de Mg a Fe-biotitas, indicando, possivelmente, uma perda tardia de Mg, provavelmente relacionada à formação da clorita tardia.

Os cálculos geobarométricos utilizando os anfibólios forneceram dois grupos de valores, um em torno de 7,0 kbar, provavelmente associado ao metamorfismo progressivo, e outro em torno de 6,0 kbar, possivelmente associado ao evento hidrotermal principal. A geotermometria, por anfibólio-plagioclásio e anfibólio-granada, indica temperaturas em torno de 700-800ºC para o metamorfismo, enquanto os cálculos da clorita, em torno de 300ºC, estariam associados aos estágios de mineralização tardia.

Estimativas de temperatura feitas com os teores de Fe atômico nas pirrotitas, apontam para temperaturas entre 380 e 500ºC para a fase de mineralização principal. Dentro os sulfetos de cobre, observam-se teores mais elevados de Co, Pb e Bi nas calcopiritas e de Zn nas bornitas. As amostras hidrotermais são mais enriquecidas em Pb, Bi e Pd, enquanto as magmáticas exibem teores mais elevados de Co, Zn, Pt e Cd. Enquanto a Ag e o Sb são mais erráticos.

Ao comparar análises representativas de calcopiritas magmáticas de Caraíba e Vermelhos, é possível notar que as análises da mina estão menos enriquecidas em Co, Zn e Pb (Figura V.84). A comparação entre o mesmo mineral, porém de origem hidrotermal, evidencia

teores mais enriquecimentos em Pb para as amostras de Surubim, depois as de Vermelhos e, com menores teores as de Caraíba (Figura V.86).

Situação similar é observada ao comparar os valores de bornitas metamórficas, oriundas de sulfetos magmáticos, com as análises de Surubim apresentando teores mais elevados (Figura V.88). Porém a situação é diferente no caso das bornitas hidrotermais, que apresentam teores de Pb mais elevados em Vermelhos e menos em Surubim (Figura V.90).

A comparação entre os teores de elementos menores nas piritas de Vermelhos e Caraíba evidencia teores mais elevados de Bi para as análises do primeiro depósito e de Ni para o segundo (Figura V.92).

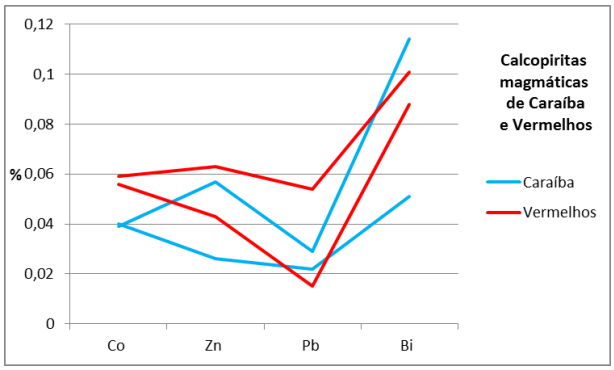


Figura V.84: Comparação dos padrões de Co, Zn, Pb e Bi em calcopiritas magmáticas de Caraíba e Vermelhos.

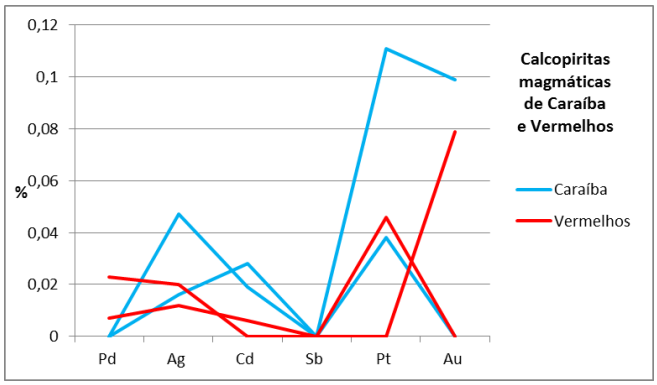


Figura V.85: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas calcopiritas magmáticas de Caraíba e Vermelhos.

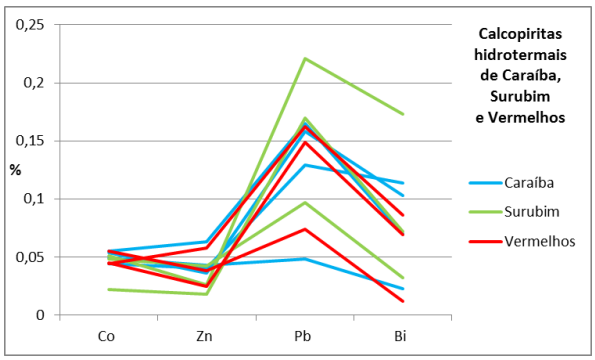


Figura V.86: Comparação dos padrões de Co, Zn, Pb e Bi em calcopiritas hidrotermais de Caraíba e Vermelhos.

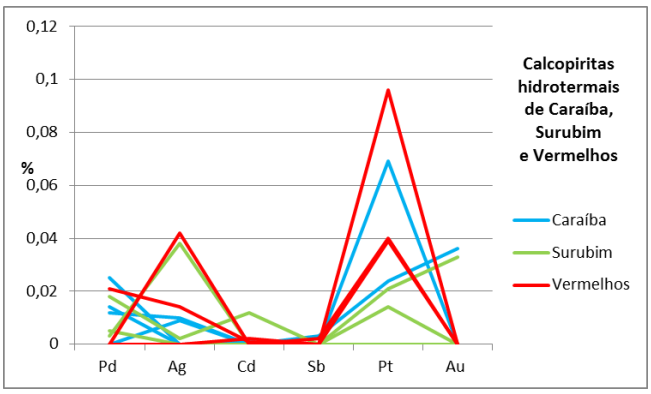


Figura V.87: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas calcopiritas hidrotermais de Caraíba e Vermelhos.

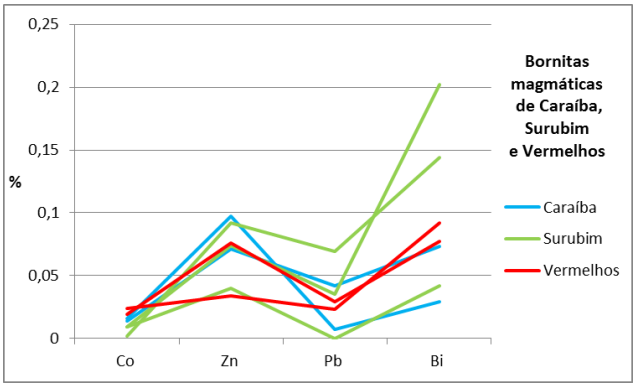


Figura V.88: Comparação dos padrões de Co, Zn, Pb e Bi em bornitas magmáticas/metamórficas de Caraíba, Surubim e Vermelhos.

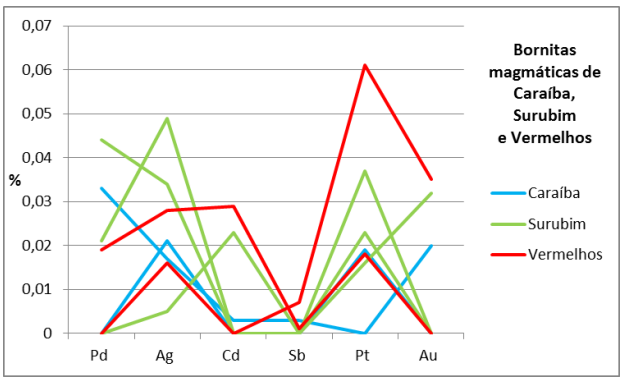


Figura V.89: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas bornitas magmáticas/metamórficas de Caraíba, Surubim e Vermelhos.

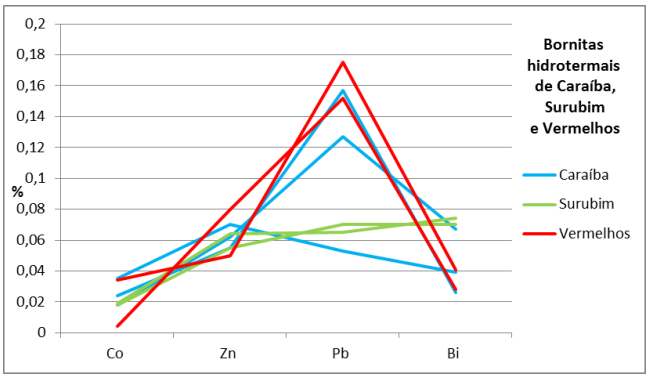


Figura V.90: Comparação dos padrões de Co, Zn, Pb e Bi em bornitas hidrotermais de Caraíba, Surubim e Vermelhos.

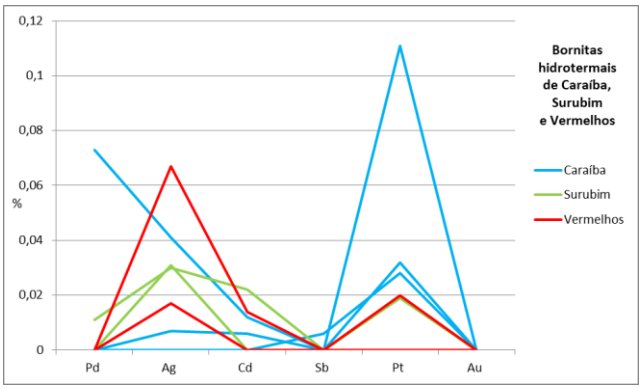


Figura V.91: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas bornitas hidrotermais de Caraíba, Surubim e Vermelhos.

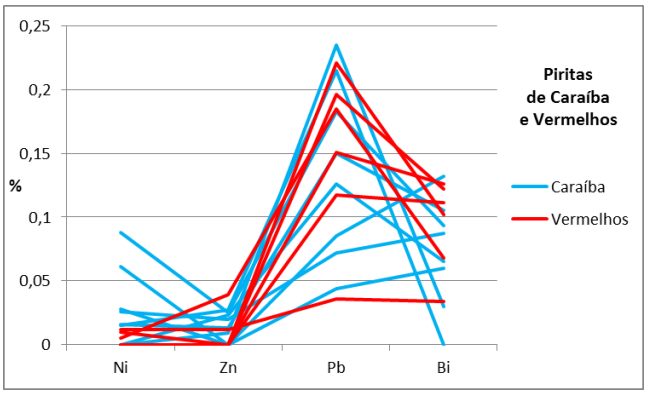


Figura V.92: Comparação dos padrões de Ni, Zn, Pb e Bi nas piritas de Caraíba e Vermelhos.

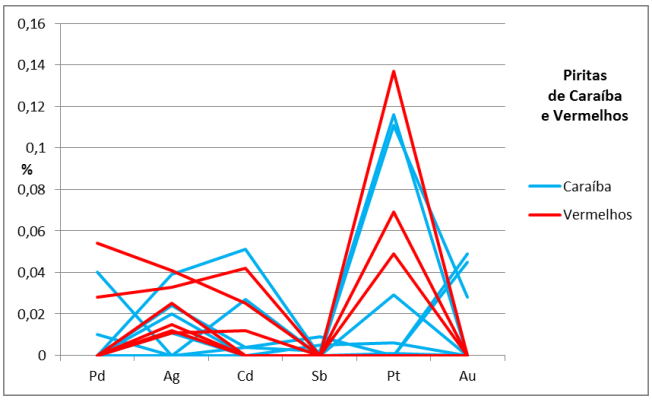


Figura V.93: Comparação dos padrões de Pd, Ag, Cd, Sb, Pt e Au nas piritas de Caraíba e Vermelhos.

CAPÍTULO VI - ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

Com o objetivo de acrescentar dados referentes às datações dos litotipos do Vale do Curaçá, foram coletadas duas amostras em frentes de lavra da Mina da Caraíba, e outras duas em frentes de lavra da Mina de Surubim. Foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras (LPA) do Instituto de Geociências da UFBA, entre os meses de julho e outubro de 2012, analisadas em dezembro de 2012, no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da USP, utilizando o método U-Pb SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*).

Foram enviados entre 50 e 150 cristais de zircão de cada uma das quatro amostras, dos quais foram selecionados entre 10 (amostra MS-02-B) e 54 grãos (amostra PG-02-D), para a confecção das seções a serem datadas. Com base em imagens de catodoluminescência das amostras e do padrão (TEMORA), foram selecionados os pontos a serem analisados. No total foram analisados 51 pontos das quatro amostras (entre 11 e 14 de cada), além de 12 pontos do padrão, analisados a cada quatro medidas das amostras estudadas.

A seguir são apresentados os dados obtidos pelas análises supracitadas, expostos através de imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircões datados com idades associadas, tabelas com os principais parâmetros da datação, e curvas de concórdia.

VI.1 AMOSTRAS DA MINA CARAÍBA

Buscando acrescentar dados inéditos que viessem a contribuir para a compreensão da gênese dos litotipos do Vale do Curaçá, o presente estudo visou à datação de zircões de rochas ainda não estudadas pelos supracitados autores. Para o tal, foram coletadas duas amostras de quartzo-microclinitos (denominados de metassomatitos pelos geólogos da mina), que poderiam conter o registro do principal episódio de metassomatismo na região.

Foram coletados cerca de 50 kg de amostras de quarto-microclinitos, em duas frentes de lavra na porção sul da mina, denominadas de pontos PG-02 e PG-04. Os litotipos, em geral estéreis, possuem associação espacial íntima com piroxenitos mineralizados, e contém quantidade mínima de minerais de minério, apenas nos contatos com as rochas ultramáficas.

VI.1.1 AMOSTRA PG-02-D

Esta amostra foi extraída na porção sudoeste da mina, no ponto de coordenadas UTM 0404499 m S/ 8909053 m O (Datum: WGS-84). As rochas das quais foram obtidas os zircões da amostra PG-02-D, os quartzo-microclinitos, exibem coloração rosada a esbranquiçada, com porções esverdeadas em tons variados. São compostas por quartzo, microclina, clorita, epídoto e teores menores de flogopita e hiperstênio. Em afloramento, fazem contato gradual, por vezes interdigitado e difuso com os litotipos ultramáficos (Capítulo IV).

Após o processo de separação, foram extraídos cerca de 120 de zircão. Destes, 54 foram separados no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da USP (GEOLAB), para a confecção da seção a ser analisada, referenciada por uma imagem de CL dos zircões. Analisaram-se 13 pontos de 11 grãos desta amostra, que forneceram idades de possíveis eventos magmáticos e pós-magmáticos. Na Tabela VI.1 constam os parâmetros analíticos mais relevantes, são eles: os teores de Pb comum (porcentagem), U e Th (ppm); razão $^{232}Th/^{238}U$; razões $^{206}Pb/^{238}U$ (corrigido para os isótopos de Pb, 204, 207 e 208) e $^{208}Pb/^{232}Th$ (corrigido para ^{204}Pb) e razão $^{207}Pb/^{206}Pb$, que pode ser considerada a idade mais próxima para zircões de idades paleoproterozóicas ou neoarqueanas (SILVA, 2006).

AMOSTRA PG-02-D

Grão Ponto	^{206}Pb comum (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}Th/^{238}U$	204 corr $^{206}Pb/^{238}U$	207 corr $^{206}Pb/^{238}U$	208 corr $^{206}Pb/^{238}U$	204 corr $^{208}Pb/^{232}Th$	204 corr $^{207}Pb/^{206}Pb$
Registro neoarqueano									
PG02D-2.1	0,23	335	96	0,3	2221,9 ± 96,3	2133,8 ± 110,7	2230,2 ± 99,6	2182 + 122	2604 ± 10
PG02D-5.1	0,11	245	125	0,53	2647 ± 110,7	2621,0 ± 147,5	2653,1 ± 117,0	2547 ± 133	2722 ± 11
PG02D-5.2	4,28	527	83	0,16	1364,4 ± 3,2	1238,1 ± 65,1	1360,9 ± 67,7	1712 ± 383	2600 ± 61
PG02D-7.1	0,11	406	228	0,58	2424,4 ± 102,7	2364,9 ± 125,5	2434,5 ± 109,9	2273 ± 118	2636 ± 8
PG02D-9.1	0,41	395	93	0,24	1960,1 ± 87,6	1853,3 ± 95,3	1958,0 ± 90,5	2064 ± 123	2553 ± 13
PG02D-11.1	0,39	253	119	0,49	2402,1 ± 102,5	2373,4 ± 126,7	2411,6 ± 108,4	2249 ± 127	2520 ± 14
Registro paleoproterozóico									
PG02D-1.1	0,17	54	59	1,13	2100,5 ± 93,9	2110,2 ± 111,2	2088,4 ± 109,1	2189 ± 122	2050 ± 32
PG02D-3.1	0,94	113	205	1,88	2053,9 ± 93,0	2063,0 ± 108,9	1902,2 ± 129,9	2623 ± 147	2028 ± 54
PG02D-4.1	0,42	141	126	0,92	2037,7 ± 89,7	2047,0 ± 104,9	2044,3 ± 101,0	1989 ± 109	1993 ± 33
PG02D-6.1	-0,70	32	44	1,42	2234,5 ± 101,7	2253,7 ± 125,0	2205,3 ± 122,2	2383 ± 139	2117 ± 40
PG02D-8.1	1,93	29	34	1,19	1893,8 ± 90,6	1897,7 ± 102,1	1914,5 ± 107,4	1790 ± 157	1923 ± 124
PG02D-10.1	0,55	518	274	0,55	1900,5 ± 83,7	1825,9 ± 91,5	1905,9 ± 89,9	1835 ± 101	2372 ± 15
PG02D-10.2	0,25	248	447	1,86	1887,6 ± 83,5	1863,4 ± 93,5	1909,8 ± 108,9	1808 ± 93	2062 ± 17

Tabela VI.1: Principais parâmetros geocronológicos da amostra PG-02-D (quartzo-microclinito da Mina da Caraíba).

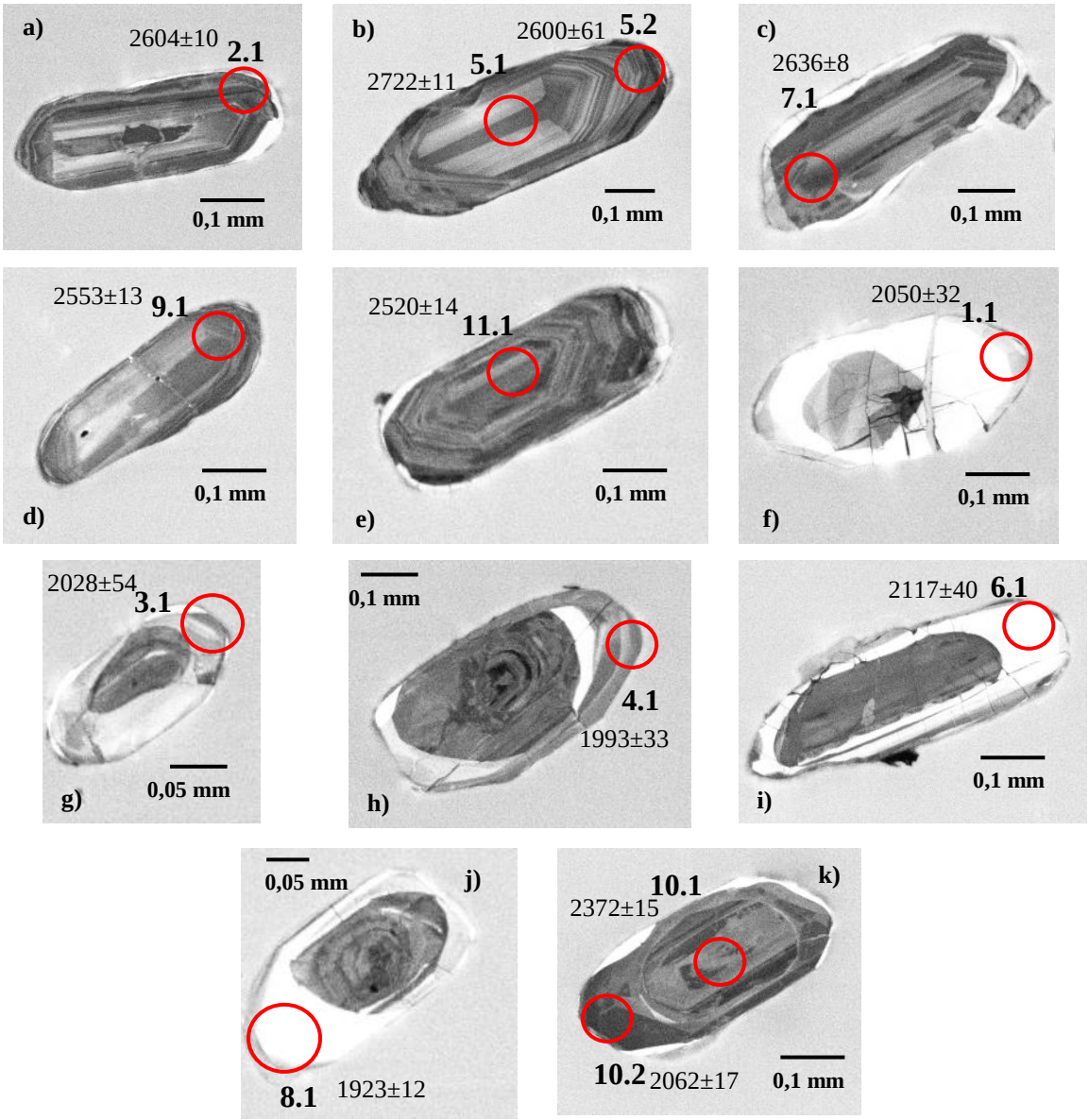


Figura VI.1: Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados da amostra PG-02-D. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados, associados às suas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$.

Além dos parâmetros geocronológicos expostos na Tabela VI.1, que evidenciam a contribuição de dois grupos de zircões, com idades contrastantes, as imagens CL indicam também a existência de variadas morfologias para os zircões analisados, representados na Figura VI.1. Estão ainda delimitados os campos dos cristais que foram analisados, bem como os valores das razões $^{207}Pb/^{206}Pb$, representativos da idade em milhões de anos (Ma).

As figuras a, b, c, d e e apresentam os grãos 2, 5, 7, 9 e 11, respectivamente. Cada um destes teve um ponto analisado na borda do cristal, exceto o grão 5, que teve dois pontos marcados, um no centro e outro na borda. Os resultados destas análises forneceram idades compatíveis com eventos ocorridos durante o Neoarqueano (em comparação com os dados bibliográficos supracitados). Eles estão dispostos na parte superior da Tabela VI.1.

Estes grãos apresentam formas alongadas são euédricos a subédricos, variam de 0,3 a 0,6 mm, com as bordas retilíneas (b, c) a arredondadas em diferentes graus (progressivamente a, e, d), com destaque para o grão 9 (d) que se apresentam totalmente arredondado, indicando mais elevado grau de corrosão por fenômenos pós-magmáticos. Observa-se zoneamento composicional nestes cinco cristais, sendo mais evidente nos grãos 5 e 11, onde acompanha as faces do cristal, e nos outros três em que se observa zoneamento menos evidente, com alternância da composição paralela ao eixo alongado do cristal.

Observam-se bordas de coloração esbranquiçada nos grãos 2, 7 e 11, associada ao maior teor de chumbo nestas regiões que se dispõem irregularmente nos entornos do cristal, localmente com limites embaiados (grão 7). As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ variam de 2520 ± 14 a 2722 ± 11 Ma. Apresentam teores de Pb comum menos elevado que os cristais com idades pós-magmáticas, a não ser a análise 5.2, o que pode explicar o intervalo de idade mais novo do que o ponto 5.1, no mesmo cristal.

A mesma comparação evidencia que os zircões com idades neoarqueanas apresentam teores de U mais elevados (235 a 527 ppm), e de Th com menor variação numérica (83 a 228 ppm), com os valores extremos das análises paleoproterozóicas englobando aqueles dos cristais mais antigos (34 a 447 ppm). Da mesma forma, as razões $^{232}Th/^{238}U$ são mais elevadas nos grãos que forneceram idades paleoproterozóicas (0,55 a 1,88) do que aqueles associados a eventos neoarqueanos (0,16 a 0,58).

Os cristais de zircão que forneceram razões indicativas de idades paleoproterozóicas estão representados na Figura VI.1, sob as letras f, g, h, i, j e k, que denominam os grãos 1, 3, 4, 6, 8 e 10, respectivamente. Variam de 0,3 a 0,5 mm e apresentam, além dos parâmetros analíticos citados anteriormente, morfologias mais variadas em relação aos mais antigos. Observam-se razões $^{207}Pb/^{206}Pb$ que variam entre 1923 ± 124 a 2372 ± 15 Ma

A imagem de CL revela tons mais claros, associados aos cristais mais fraturados, que também apresentam formas subédricas a anédricas, muitas vezes com as bordas totalmente arredondadas (especialmente grão 3, letra g). Exibem um núcleo com coloração mais escura e contatos retos e curvos com as partes mais claras, e dificilmente observa-se zoneamento preservado. Os teores de Pb variam de 0,17 a 1,93%, os de U entre 29 e 518 ppm, de Th entre 34 a 447 ppm.

A concórdia Wetherill com $^{207}Pb/^{235}U$ no eixo das abscissas, e $^{206}Pb/^{238}U$ no eixo das ordenadas, para todos os pontos obtidos em zircões analisados da amostra PG-02-D está

representada na Figura VI.2. Neste gráfico é possível observar que a concentração dos pontos com idades neoarqueanas forneceram, no intercepto superior, uma idade de 2723 ± 51 Ma. Os cristais de zircão paleoproterozóicos fornecaram uma idade da concórdia de 2047 ± 12 Ma.

No techo da curva que contém as idades neoarqueanas apresenta o parâmetro MSWD (*Mean Squares of the Weighted Deviated*) igual a 1,04. Neste gráfico é possível observar a perda recente de chumbo das amostras com um alinhamento dos pontos sugerindo que o empobrecimento tenha se dado durante o Neoproterozóico. A região das idades paleoproterozóicas apresenta MSWD (de concordância) igual a 0,91 e a probabilidade de concordância igual a 0,34. Nesta área do gráfico os pontos apresentam-se menos dispersos, mais concentrados em torno de uma única região de idades.

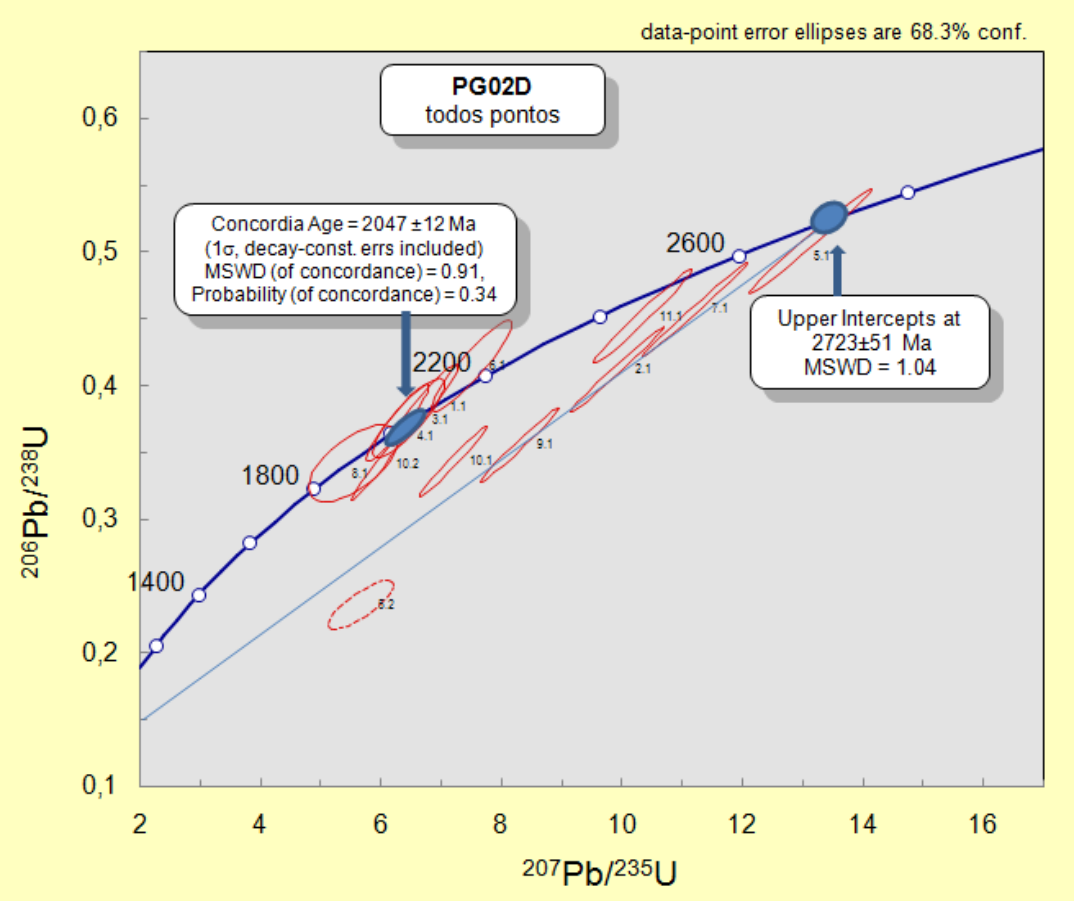


Figura VI.2: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra PG-02-D (quartzo-microclinito). Neste gráfico constam todos os pontos. Os círculos pontilhados correspondem aos pontos excluídos para o cálculo da curva.

VI.1.2 AMOSTRA PG-04-C

Esta amostra de quartzo-microclinito apresenta características macroscópicas similares à amostra PG-02-D. Foi coletada na região sudeste da mina, no ponto PG-02, nas coordenadas UTM 0404499 m O e 890954 m S (WGS-84). Foram enviados cerca de 150 zircões, dos quais 41 foram selecionados para a confecção da seção a ser analisada.

Foram tomados 13 pontos, cujos parâmetros geocronológicos estão expostos na Tabela VI.2. Todas as idades obtidas caíram no intervalo do Paleoproterozóico, porém 3 foram consideradas discordantes, e apresentam-se dispostas na parte inferior da tabela.

As imagens de CL dos 12 grãos de zircões que foram datados, os pontos dados e as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ dos mesmos estão apresentados na Figura VI.3. Os cristais representados pelas letras a, b, c, d, e, f, g, h e i são os numerados por 1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 e 12, respectivamente. A eles estão associadas às idades consideradas concordantes. Os cristais de zircões denominados pelas letras j, k e l, são numerados por 2, 3 e 11 e neles foram obtidas as idades consideradas discordantes.

AMOSTRA PG-04-C

Grão Ponto	^{206}Pb comum (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}Th/^{238}U$	204 corr $^{206}Pb/^{238}U$	207 corr $^{206}Pb/^{238}U$	208 corr $^{206}Pb/^{238}U$	204 corr $^{208}Pb/^{232}Th$	204 corr $^{207}Pb/^{206}Pb$
Registro paleoproterozóico - pontos concordantes									
PG04C-1.1	1,42	329	242	0,76	1978,9 ± 88,1	1968,0 ± 100,6	1975,1 ± 98,5	2054 ± 135	2089 ± 45
PG04C-4.1	0,39	100	313	3,25	2068,8 ± 91,8	2075,3 ± 107,8	2109,8 ± 154,1	1998 ± 105	2042 ± 28
PG04C-5.1	11,45	206	115	0,58	1884,1 ± 89,3	1908,5 ± 102,8	1890,7 ± 110,6	2156 ± 468	2080 ± 273
PG04C-6.1	1,60	104	203	2,02	1984,9 ± 89,5	1992,1 ± 103,2	1946,4 ± 123,8	2129 ± 119	1986 ± 63
PG04C-6.2	1,53	106	110	1,07	1908,0 ± 87,1	1909,2 ± 98,9	1803,1 ± 106,8	2661 ± 183	1945 ± 74
PG04C-7.1	0,56	85	278	3,38	2059,3 ± 91,9	2062,9 ± 107,5	2149,6 ± 157,3	1911 ± 102	2055 ± 39
PG04C-8.1	1,04	121	424	3,62	2087,2 ± 92,4	2104,3 ± 109,3	2144,7 ± 168,3	2007 ± 106	2019 ± 41
PG04C-9.1	6,83	158	132	0,87	2097,5 ± 97,0	2142,3 ± 115,1	2109,5 ± 116,0	2171 ± 297	2067 ± 206
PG04C-10.1	0,81	81	155	1,98	2164,5 ± 96,5	2178,0 ± 115,7	2127,5 ± 129,9	2307 ± 127	2118 ± 45
PG04C-12.1	16,34	154	123	0,83	2032,8 ± 99,3	2136,6 ± 120,7	2067,2 ± 135,0	2184 ± 522	2008 ± 424
Registro paleoproterozóico - pontos discordantes									
PG04C-2.1	0,00	97	221	2,35	2555,2 ± 109,9	2658,0 ± 156,2	2337,5 ± 162,0	3228 ± 175	2193 ± 25
PG04C-3.1	2,36	276	255	0,95	1798,9 ± 80,8	1795,1 ± 90,1	1790,6 ± 94,3	1900 ± 116	1897 ± 66
PG04C-11.1	2,48	238	77	0,33	1733 ± 78,7	1706,9 ± 86,0	1730,4 ± 84,3	1898 ± 230	2013 ± 70

Tabela VI.2: Principais parâmetros geocronológicos da amostra PG-04-C (quartzo-microclinito da Mina da Caraíba).

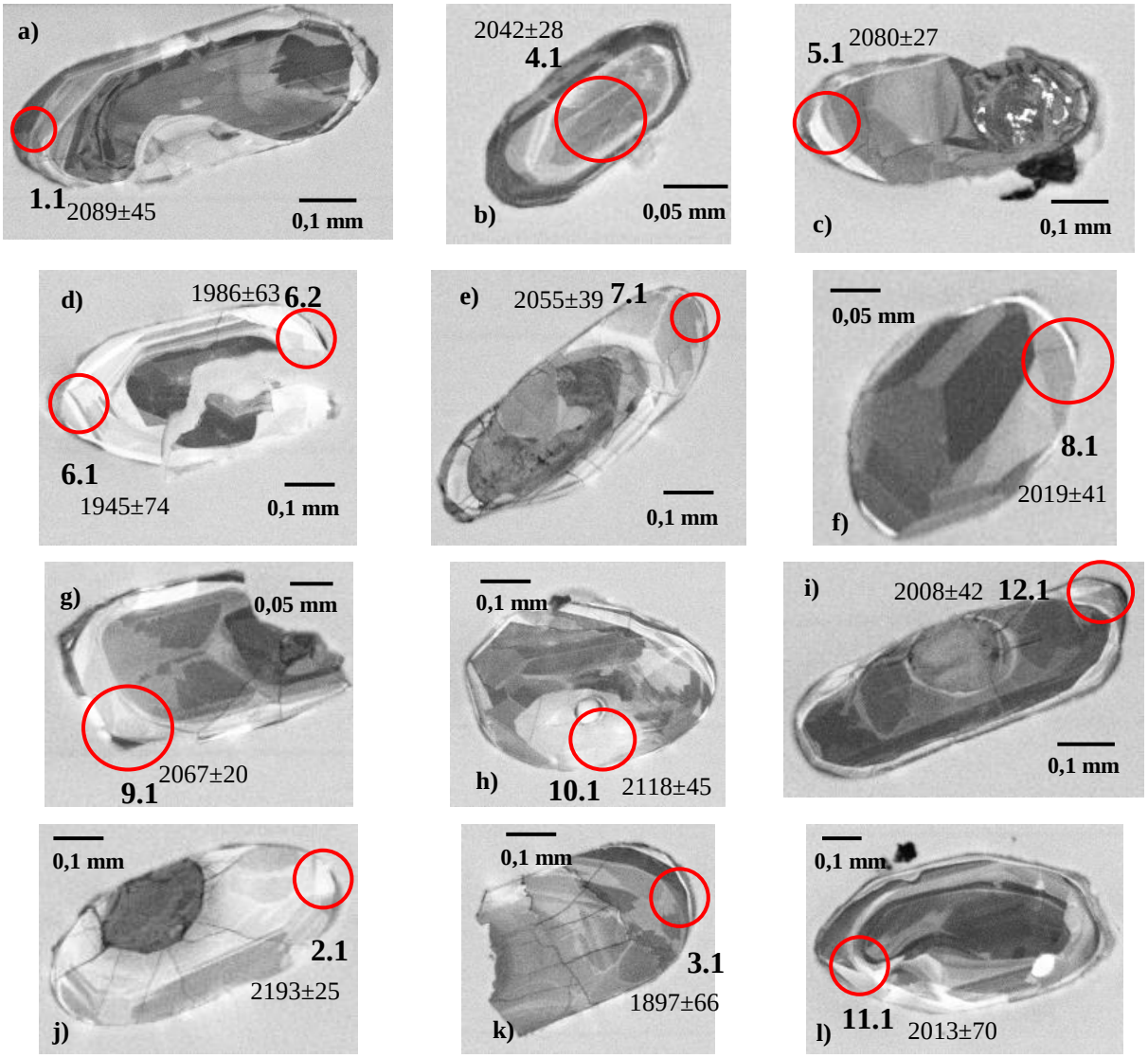


Figura VI.3: Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados da amostra PG-04-C. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados, associados às suas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$.

Os cristais que abrigam idades consideradas concordantes variam, em tamanho, de cerca de 0,01 a 0,5 mm. Apresentam morfologias complexas e variadas, possuem em comum as bordas dos grãos intensamente arredondadas (cristais anédricos), além da presença frequente de fraturas (não observadas apenas nos grãos 4 e 8, letras b e f). Exibem núcleos com cor de CL escura, por vezes com algum zoneamento composicional preservado (grão 7, letra e), com bordas mais claras, que por vezes, também exibem zoneamento (grão 6, letra c). Apenas o cristal 4 (letra b) foge a estas características, apresentando o núcleo com coloração mais clara que as bordas.

As porções mais claras fazem contatos curvos com os núcleos, por vezes embaiados, fornecendo feições de estrangulamento (grão 1, letra a). Também é observada a

presença de zoneamento por setor, com textura *soccer ball*, característica de zircões de rochas granulitizadas (grão 8, letra f). São gerados devido à dissolução metamórfica de cristais magmáticos com posterior recuperação (*healing*) da estrutura danificada sob condições de alta temperatura e baixa taxa de deformação (SILVA, 2006).

Apresentam idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ variando entre 1945 ± 74 Ma e 2089 ± 45 Ma, e teores de Pb comum com uma ampla variação, entre 0,39 e 16,84%. Os teores de U variam de 81 a 329 ppm, os de Th entre 110 e 424 ppm e as razões $^{232}Th/^{238}U$ variando de 0,58 a 3,62.

Os cristais 2, 3 e 11 (letras j, k e l), com idades discordantes variam entre 0,2 e 0,4 mm. Apresentam morfologias igualmente variadas, tendo em comum as bordas arredondadas, fornecendo-lhes formatos subédricos a anédricos. O grão 2 apresenta um pequeno núcleo com coloração escura em contatos curvos com a porção externa, mais clara e fraturada, com fraco zoneamento composicional.

O grão 3 apresenta-se mais homogêneo que os demais, fraturado (menos que o 2) com cor cinza a cinza escuro, com um possível zoneamento preservado localmente. O grão 11 é subédrico, não possui fraturas, e se desenvolveu sobre um núcleo mais escuro, com contatos estrangulados pela borda, que é zonada e progressivamente mais clara. Apresentam Pb comum entre 0 e 2,48% e Th, entre 77 e 221 ppm, mais baixos que os concordantes. Os teores de U variam em um intervalo mais restrito, entre 77 e 255 ppm, e as razões $^{232}Th/^{238}U$ entre 0,33 e 2,35, mais baixas do os cristais previamente descritos.

A idade obtida para a concórdia foi 2042 ± 15 Ma, com MSWD igual a 0,17 e probabilidade de concordância igual a 0,68. Os pontos com elevados teores de Pb comum foram excluídos para o cálculo da concórdia. A curva que representa os pontos utilizados para este cálculo consta na Figura VI.4.

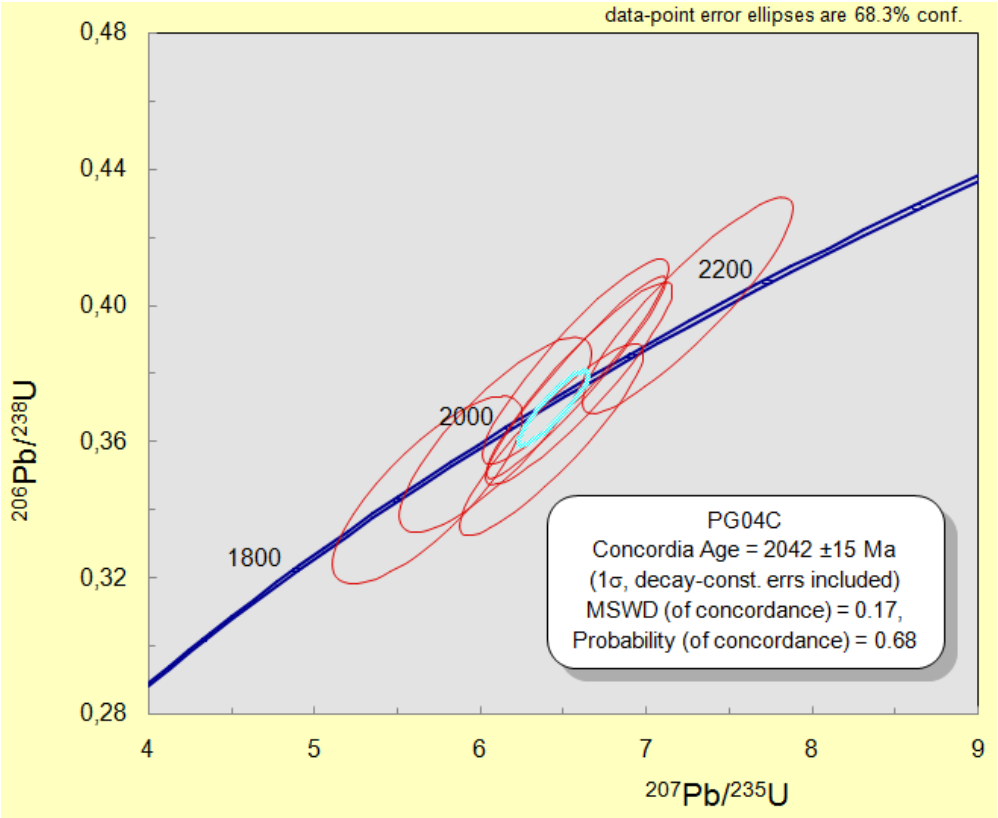


Figura VI.4: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra PG-04-C (quartzo-microclinito). Neste gráfico foram excluídos os pontos com alto Pb comum.

VI.2 AMOSTRAS DA MINA DE SURUBIM

Apesar de localizada no mesmo distrito, distando cerca de 30 km a norte da Mina de Caraíba, a Mina de Surubim apresenta algumas características deveras contrastantes, em termos qualitativos e quantitativos, em relação à primeira (*vide* Capítulo IV). Com flogopititos, que envolvem núcleos de metagabros e metanoritos predominantemente estéreis, como principais hospedeiros das mineralizações, tem como dados geocronológicos apenas as análises Ar-Ar, realizadas por TEIXEIRA *et al.* (2010).

Visando contribuir com a geocronologia da porção norte do Vale do Curaçá, foram coletadas amostras em dois pontos da Mina de Surubim, visando à obtenção de zircões para datação utilizando o método U-Pb SHRIMP. Foram amostrados cerca de 40 kg de cada litotipo, cada um em um ponto distinto (pontos MS-01 e MS-02), em frentes de lavra nas porções nordeste e norte da cava.

VI.2.1 AMOSTRA MS-01-D

Os zircões desta amostra foram obtidos de blocos de metagabros na porção nordeste da cava (coordenadas UTM: 0405212 m O e 8941860 m S). Estas rochas apresentam coloração cinza a esverdeada, são compostas predominante por plagioclásio, granada, piroxênios, flogopita, magnetita, com teores menores de clorita, epídoto, microclina, quartzo e anfibólios, e são hospedeiras secundárias das mineralizações sulfetadas.

Aproximadamente 50 zircões foram enviados para confecção da seção a ser analisada, dos quais 37 foram selecionados. Foram tomadas medidas em 14 pontos, cujas idades obtidas são compatíveis com o registro paleoproterozóico, estão expostas na Tabela VI.3. As regiões mensuradas dos 12 grãos analisados estão demarcadas, e as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtidas estão discernidas na Figura VI.5.

Os cristais de zircão variam, em tamanho, de 0,15 a 0,4 mm, são anédricos, por vezes subédricos, com bordas predominantemente arredondadas. Apresentam-se, no geral, pouco fraturados e exibem uma ampla gama de morfologias. Os cristais 1, 3, 5, 6, 8, e 11 (letras a, c, e, f, h e k) possuem um núcleo com cores escuras de catodoluminescência, observa-se zoneamento composicional concêntrico por vezes preservado. São subédricos a anédricos, pouco fraturados e apresentam bordas com tons mais claros, de forma geral, estreitas que fazem contatos curvos com os núcleos mais escuros.

AMOSTRA MS-01-D

Grão Ponto	^{206}Pb comum (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}Th/^{238}U$	204 corr $^{206}Pb/^{238}U$	207 corr $^{206}Pb/^{238}U$	208 corr $^{206}Pb/^{238}U$	204 corr $^{208}Pb/^{232}Th$	204 corr $^{207}Pb/^{206}Pb$
Registro paleoproterozóico									
MS01D-1.1	1,58	711	171	0,25	967,3 ± 45,7	937,0 ± 46,3	964,3 ± 48,2	1075 ± 97	1618 ± 54
MS01D-2.1	0,63	516	148	0,30	1524,3 ± 69,0	1488,8 ± 73,3	1525,3 ± 72,1	1519 ± 94	1903 ± 21
MS01D-3.1	8,58	552	152	0,28	1421,9 ± 67,0	1359,5 ± 71,8	1409,9 ± 77,4	1992 ± 502	2236 ± 178
MS01D-3.2	15,70	175	60	0,36	1619,3 ± 84,4	1555,2 ± 93,7	1582,4 ± 106,4	2961 ± 1072	2497 ± 323
MS01D-4.1	0,00	100	78	0,81	2222,4 ± 97,1	2249,7 ± 119,2	2207,8 ± 107,3	2375 ± 128	2083 ± 22
MS01D-5.1	0,25	481	201	0,43	1587,0 ± 71,5	1523,1 ± 75,3	1592,8 ± 75,6	1487 ± 80	2154 ± 13
MS01D-6.1	1,14	1016	231	0,23	910,2 ± 43,4	877,4 ± 43,6	917,1 ± 45,3	711 ± 61	1647 ± 33
MS01D-7.1	0,11	652	74	0,12	1453,1 ± 66,1	1410,2 ± 69,3	1457,3 ± 67,1	1172 ± 74	1921 ± 11
MS01D-8.1	0,18	570	184	0,33	1089,7 ± 51,4	1053,8 ± 52,3	1094,5 ± 53,9	985 ± 58	1708 ± 23
MS01D-9.1	0,21	819	161	0,20	905,4 ± 42,9	875,1 ± 43,2	907,0 ± 44,2	849 ± 52	1589 ± 52
MS01D-10.1	1,65	120	56	0,48	2077,5 ± 92,9	2095,8 ± 109,4	2069,5 ± 100,1	2291 ± 217	2021 ± 69
MS01D-10.2	3,77	125	67	0,56	1972,5 ± 89,9	1985,4 ± 103,5	1957,1 ± 100,5	2325 ± 264	2004 ± 129
MS01D-11.1	1,94	375	170	0,47	1155,4 ± 54,6	1120,6 ± 55,9	1154,4 ± 59,4	1191 ± 105	1742 ± 42
MS01D-12.1	5,59	232	59	0,26	1329,4 ± 63,6	1325,4 ± 67,1	1351,9 ± 69,0	806 ± 408	1531 ± 203

Tabela VI.3: Principais parâmetros geocronológicos da amostra MS-01-D (metagabro da Mina de Surubim).

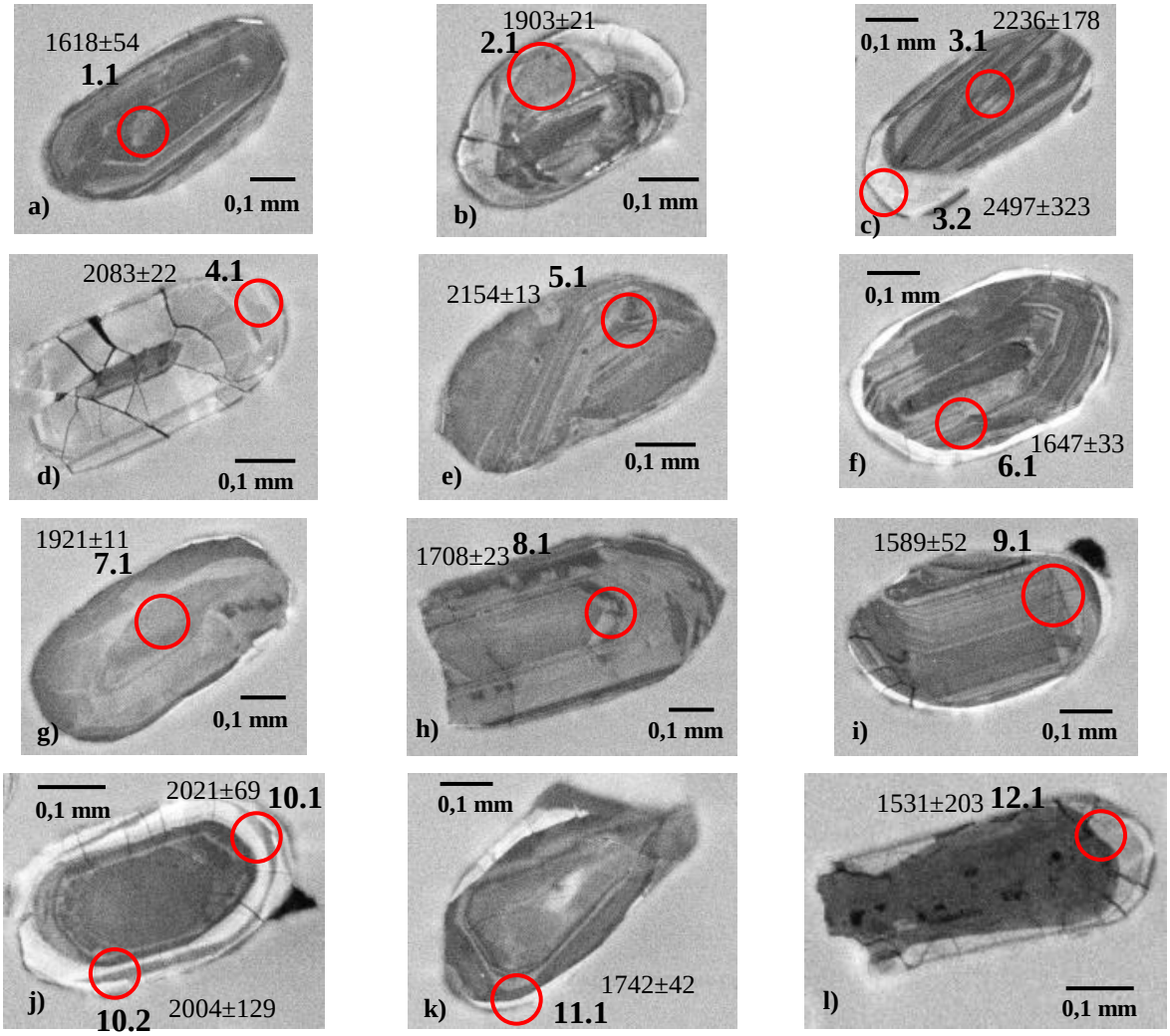


Figura VI.5: Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados da amostra MS-01-D. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados, associados às suas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$.

Os cristais 2, 4, 9 e 10 (b, d, i e j) estão fraturados em diferentes intensidades, são anédricos, com as bordas espessas fortemente arredondadas, exibindo coloração clara. Apresentam núcleos escuros com zoneamento composicional, por vezes concêntrico e contatos retos (grão 10), até parcialmente obliterado (grão 2). Os grãos 7 e 12 exibem forma alongada são anédrico a subédrico, respectivamente, e apresentam-se sem e com fraturas nas bordas. Exibem núcleos com cor cinza escura, sem zoneamento composicional observável, envoltos por finas bordas com cor de CL mais clara.

Os cristais de zircão da amostra MS-01-D exibem uma ampla variação em relação aos teores de Pb comum (0 a 15,70%), U (100 a 1016 ppm) e Th (56 a 231 ppm). Apesar desta expressiva gama de valores, as razões $^{232}Th/^{238}U$ variam pouco, entre 0,12 e 0,81. Da mesma forma, existe uma grande amplitude nos valores de idades $^{207}Pb/^{206}Pb$, que vão desde 1531 ± 203 Ma a 2497 ± 323 Ma, evidenciado a maior dispersão dos pontos.

A curva de concórdia Wetherill ilustra o caráter disperso previamente citado e resulta em duas idades com elevado erro: 507 ± 61 Ma e 2045 ± 40 Ma (Figura VI.6). Ao excluir os pontos com alto Pb comum fica mais evidente a dispersão dos pontos em direção ao intercepto inferior, no Neoproterozóico (MSWD igual a 0,47), provavelmente associado à influência dos cinturões brasilianos presentes na borda do Cráton do São Francisco, mais próxima da Mina de Surubim.

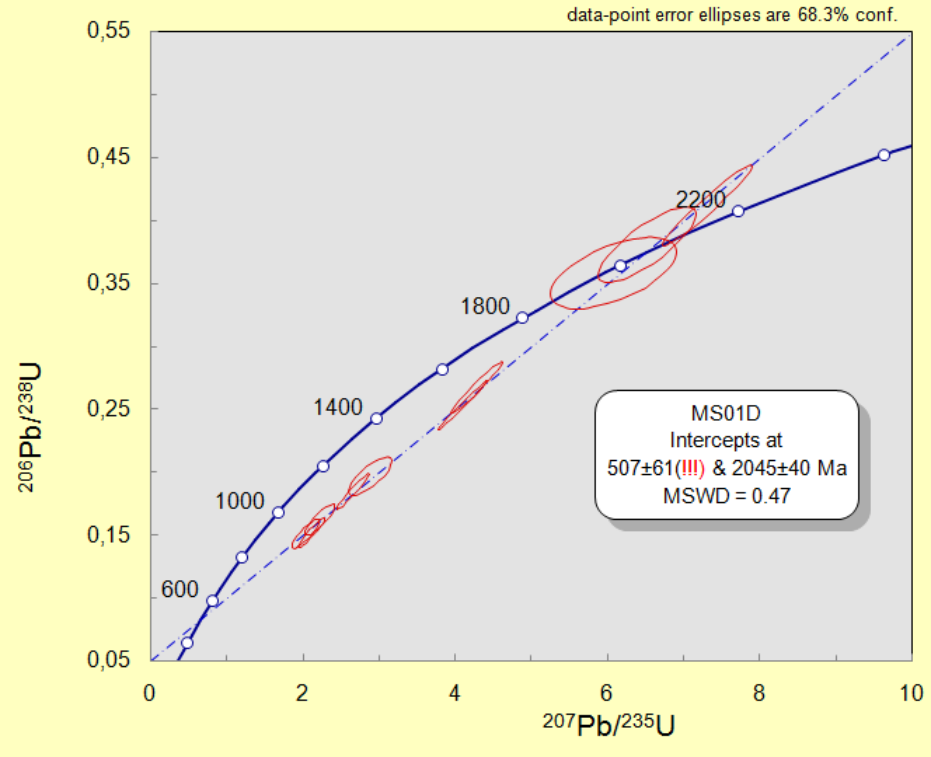


Figura VI.6: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra MS-01-D (metagabro). Neste gráfico foram excluídos os pontos com Pb comum alto.

VI.2.2 AMOSTRA MS-02-B

As análises desta amostra foram realizadas em zircões obtidos de blocos de metanorito amostrados na porção norte da cava de Surubim, no ponto localizado nas coordenadas UTM: 045175 m O/8941806 m S (datum WGS-84). Estas rochas apresentam coloração acinzentada, variando de tons mais claros a mais escuros. Da mesma forma que os metagabros, são hospedeiros secundários das mineralizações sulfetadas, especialmente em contato com os flogopititos.

São compostos por plagioclásio, piroxênios, magnetita, flogopitas e em menores teores epídoto, clorita, anfibólios e quartzo. Para a confecção da seção a ser analisada, foram

enviados cerca de 80 zircões, dos quais 10 foram selecionados. Para o cálculo das curvas de concórdia, foram analisados 11 pontos, cujos parâmetros geocronológicos obtidos constam na Tabela VI.4.

Os 8 cristais de zircão dos quais foram analisados estes pontos, apresentam, no geral, coloração escura, com porções mais claras e variam, em tamanho de 0,15 a 0,35 mm (Figura VI.7).

Todas as razões apontam para idades obtidas para os grãos desta amostra são paleoproterozóicas, porém apenas 6 dos 11 foram considerados concordantes.

Os pontos concordantes foram obtidos dos grãos 1, 2 e 8 (letras a, b, c), que são anédricos, exibindo bordas arredondadas, evidenciando os processos de corrosão metamórfica. O grão 1 apresenta uma estruturação interna muito desordenada, com coloração escura a não ser por poucas porções isoladas com cor branca. O ponto 1.2 foi medido em uma zona de heterogeneidade do cristal, onde existe uma zona com a coloração levemente menos escura.

O cristal 2 (letra b) é o menor dos 3 que forneceram pontos concordantes. Subédrico, apresenta forma elipsoidal com as bordas intensamente arredondadas. Exibe um núcleo com coloração escura que faz contatos curvos com a porção mais externa, com coloração mais esbranquiçada.

O cristal 8 apresenta forma parcialmente alongada, com bordas retas e curvas. Exibe um núcleo onde é possível observar o zoneamento composicional bem preservado, com cores intermediárias. Ocorre uma camada de transição, mais escura que o núcleo, com exceção de uma porção esbranquiçada. E, por fim, a camada mais externa, fazendo contatos curvos com a intermediária, apresenta cor branca.

As razões $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtidas, nos 6 pontos datados nestes 3 cristais, variam entre 1961 ± 145 e 2203 ± 88 Ma. Os teores de Pb comum variam entre 0,22 e 3,89%, um amplo espectro, mas ainda assim inferior ao dos pontos discordantes, que variam de 0,95 a 5,72 %, chegando pontualmente a 20,12 % (ponto 3.1), com teores tão altos que não permitem o cálculo da razão $^{208}Pb/^{232}Th$. Ainda sobre os grãos concordantes: apresentam menores valores de U (119 a 285 ppm) e maior amplitude nos valores de Th (50 a 258 ppm)e razões $^{232}Th/^{238}U$ (0,22 a 1,13), em relação aos discordantes (U entre 193 e 1096 ppm; Th entre 49 e 136 ppm e $^{232}Th/^{238}U$ entre 0,13 e 0,44), que apresentam idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 1498 ± 220 e 2054 ± 489 Ma.

AMOSTRA MS-02-B

Grão Ponto	^{206}Pb comum (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}Th/^{238}U$	204 corr $^{206}Pb/^{238}U$	207 corr $^{206}Pb/^{238}U$	208 corr $^{206}Pb/^{238}U$	204 corr $^{208}Pb/^{232}Th$	204 corr $^{207}Pb/^{206}Pb$
Registro paleoproterozóico - pontos concordantes									
MS02B-1.1	0,22	236	258	1,13	1986 ± 88,5	1974,8 ± 101,4	1997,9 ± 102,4	1908 ± 101	2063 ± 18
MS02B-1.2	0,70	172	50	0,30	2039,4 ± 89,9	2047,8 ± 104,9	2047,2 ± 93,5	1861 ± 191	2010 ± 39
MS02B-2.1	0,26	256	108	0,44	2077,6 ± 95,3	2086,1 ± 112,2	2082,0 ± 100,5	2004 ± 115	2036 ± 17
MS02B-2.2	3,89	255	139	0,56	1828,2 ± 88,5	1789,2 ± 97,2	1814,3 ± 99,5	2130 ± 219	2203 ± 88
MS02B-8.1	0,19	285	61	0,22	1905,8 ± 84,2	1879,9 ± 94,5	1904,5 ± 86,6	1971 ± 126	2086 ± 28
MS02B-8.2	3,73	118	62	0,54	1997,3 ± 95,8	2021,1 ± 110,2	2023,8 ± 104,9	1721 ± 342	1961 ± 145
Registro paleoproterozóico - pontos discordantes									
MS02B-3.1	20,12	441	67	0,16	1788,4 ± 89,6	1845,9 ± 109,3	1865,1 ± 115,7		2054 ± 489
MS02B-4.1	5,72	751	105	0,14	853,9 ± 41,4	832,0 ± 42,5	856,9 ± 45,2	799 ± 399	1498 ± 220
MS02B-5.1	3,08	1096	136	0,13	746,4 ± 36,5	717,9 ± 36,5	745,9 ± 38,3	813 ± 207	1593 ± 91
MS02B-6.1	2,74	364	49	0,14	1268,0 ± 59,2	1227,1 ± 61,2	1260,3 ± 62,2	1801 ± 325	1870 ± 72
MS02B-7.1	0,95	193	82	0,44	1670,9 ± 76,0	1642,8 ± 82,3	1624,9 ± 82,1	2506 ± 165	1942 ± 48

Tabela VI.4: Principais parâmetros geocronológicos da amostra MS-02-B (metanorito da Mina de Surubim).

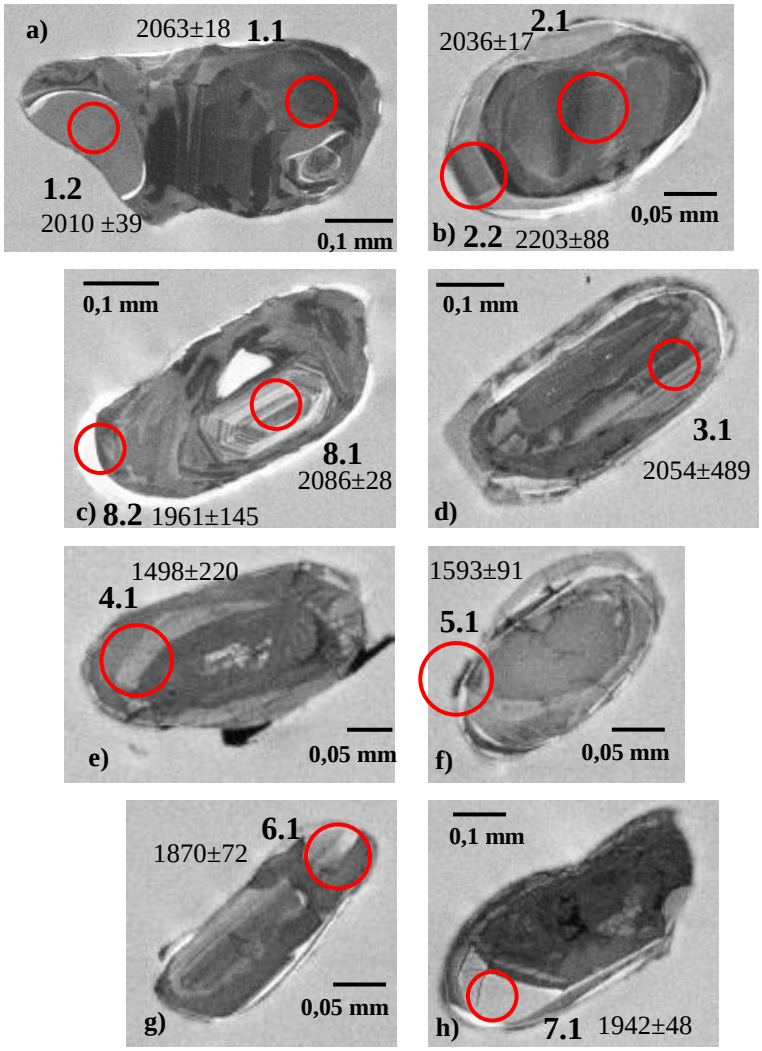


Figura VI.7: Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados da amostra MS-02-B. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados, associados às suas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$.

.

Os cristais discordantes podem apresentar-se fraturados (grãos 4 e 5, letras e, f) ou não (3, 6, 7, letras d, g, h), tem, em comum, um núcleo mais escuro, com pouco ou nenhum zoneamento composicional observado, que passa para a porção externa, mais clara, com contatos curvos e embaiados. Os grãos 3, 6 e 7 apresentam formas mais alongadas, subédricas, enquanto os grãos 4 e 5 exibem formas elipsoidais.

A curva de concórdia Wetherill com todos os pontos forneceu uma idade, para o intercepto superior, de 2054 ± 28 Ma, com MSWD igual a 1,3 (Figura VI.8). Neste gráfico é possível notar uma dispersão dos pontos, em relação à perda de Pb, em direção ao Neoproterozóico, possivelmente resultado da proximidade das faixas brasilianas, como proposto para a amostra MS-01-D. Para esta amostra (MS-02-B) a curva sem os pontos com Pb comum alto, fornece uma idade da concórdia igual a 2047 ± 11, com MSWD igual a 1,8 e probabilidade de concordância igual a 0,18 (Figura VI.9).

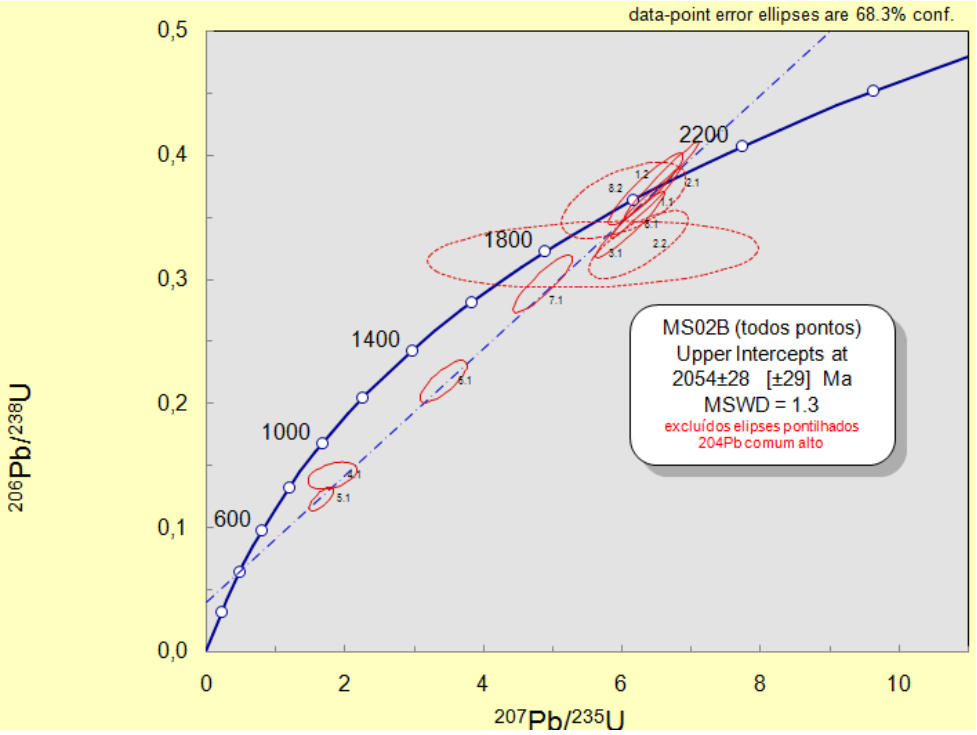


Figura VI.8: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra MS-02-B (metanorito). Neste gráfico constam todos os pontos.

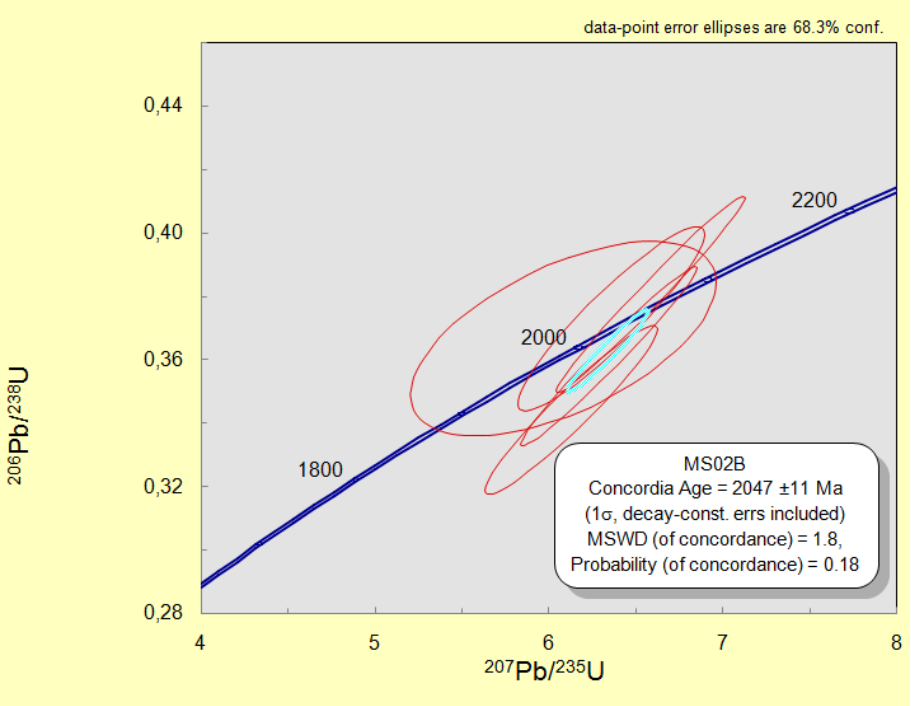


Figura VI.9: Concórdia Wetherill ($^{207}Pb/^{235}U$ por $^{206}Pb/^{238}U$) da amostra MS-02-B (metanorito). Neste gráfico foram excluídos os pontos com alto Pb comum e consta apenas a idade da concórdia.

VI.3 COMPARAÇÃO COM DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

Os novos dados geocronológicos gerados no presente trabalho acrescentam informações chave no entendimento temporal, sobre os processos que determinaram a formação das mineralizações cupríferas do Vale do Curaçá. A idade mais antiga, obtida no presente trabalho, foi da amostra PG-02-D, 2723 ± 51 Ma, a única do Neoarqueano. Em seguida, no final no Ryaciano (Paleoproterozóico), consta a idade do intercepto superior da amostra MS-02-B, 2054 ± 28 Ma.

Por fim, foram obtidas as quatro idades restantes (do começo do Orosiriano), da amostra PG-02-D, PG-04-C, MS-01-D e MS-02-B, iguais a 2047 ± 12, 2042 ± 15, 2045 ± 40 e 2047 ± 11 Ma, respectivamente. Além da idade 507 ± 61 Ma, do começo do Cambriano/final do Neoproterozóico, obtida no intercepto inferior da amostra MS-01-D, da Mina de Surubim, interpretada como influência das faixas brasilianas, que bordejam o Cráton do São Francisco.

Em comum, todas as amostras evidenciam altos teores de Pb comum, o que lhes forneceu altos erros e, em alguns casos, baixos valores de MSWD, excetuando as idades

paleoproterozóicas das amostras PG-02-D, PG-04-C e MS-02-B. Entretanto, estes resultados já eram, de certa forma, esperados. Visto que os zircões foram obtidos de rochas intensamente metassomatizadas, e apresentaram-se muito metamitizados.

Da mesma forma, os altos teores de Pb nas amostras do CSF já foram demonstrados por IYER (2001)[1] e MISI *et al.* (2004). Estes pesquisadores apontaram que o uso de diagramas de classificação plumbotectônicos em amostras do CSF não obtinham a mesma eficiência que os de outras áreas, devido às concentrações anômalas dos isótopos mais pesados (^{208}Pb, ^{207}Pb, ^{206}Pb).

Ao comparar as idades que aqui constam com as de publicações sobre o Vale do Curaçá e a região norte do OISC é possível observar que a idade neoarqueana da amostra PG-02-D, está mais compatível com as idades obtidas para as rochas do embasamento pelo método U-Pb SHRIMP, entre 2785 ± 11 Ma e 2634 ± 9 Ma (OLIVEIRA *et al.*, 2004), e pelo método U-Pb LA-ICP-MS, 2664 ± 27 Ma (CÔRREA-GOMES *et al*., 2012). Esta é uma interpretação plausível, pois os quartzo-microclinitos seriam o metassomatismo das rochas máfico-ultramáficas e também das suas encaixantes, nas zonas de contato.

OLIVEIRA *et al.* (2004) obtiveram, pelo método U-Pb SHRIMP, a idade de 2580 ± 10 Ma, para zircões extraídos de noritos da mina da Caraíba, que seria a idade do magmatismo do complexo, cerca de 120 Ma anos mais jovem que os zircões da amostra PG-02-D (Tabela VI.5). Pra mesma amostra, os autores obtiveram a idade de 2103 ± 23 Ma como a idade do metamorfismo, e idades entre 2215 ± 11 e 2028 ± 13, para diversas rochas do Complexo Caraíba.

CÔRREA-GOMES *et al*. (2012) interpretaram a idade de 2029 ± 21 Ma obtida em zircões de um charnockito da região de Itatim, na porção central do OISC, como sendo a época do colapso orogênico. Este intervalo é compatível com as amostras PG-02-D, PG-04-D e MS-02-B deste trabalho, o que pode levar à interpretação de que o momento em que se processou a alteração potássico-silicosa (responsável por formar os quartzo microclinitos) é o do colapso orogênico, como sugerido, com base em idades Ar-Ar, por Teixeira *et al.* (2010).

[1] Palestra intitulada "Modeling of lead isotope evolution curves for the São Francisco Craton, Brazil" proferida por Sundaram Iyer na UFBA, em 2001. Promovida pelo Grupo de Metalogênese e Exploração Mineral (CPGG/UFBA).

A Figura VI.10 compara as idades U-Pb e as Ar-Ar supracitadas, além de idades Sm-Nd (T_{DM}) de OLIVEIRA *et al.* (2004) e idades Ar-Ar de TEIXEIRA (2011)[2], segundo uma forma de exposição da mesma apresentação do autor. As idades Sm-Nd para as rochas do embasamento variam de 2,90 a 2,65 Ga, para noritos da Caraíba de 2,86 a 2,82 Ga, e para o Sienito de Itiúba entre 2,85 e 2,70 Ga. Estas seriam as idades das extrações primárias, a partir do manto, dos materiais que viriam a originar estas rochas.

As idades U-Pb sugerem idades entre 2,2 Ga e 2,1 Ga para o metamorfismo das rochas do embasamento. Para o norito o metamorfismo data em torno de 2,1 Ga, e tardiamente a este houve a intrusão do Sienito de Itiúba, em torno de 2,08 Ga. O metassomatismo (e o colapso orogênico) concomitante com a mineralização principal do Vale do Curaçá teria se processado entre 2,05 e 2,01 Ga, segundo idades deste trabalho, DE CORRÊA-GOMES *et al.* (2012) e Ar-Ar de TEIXEIRA *et al.* (2010) e TEIXEIRA (2011).

Os dados Ar-Ar dos últimos autores citados ainda apontam para um novo aporte potássico no sistema, entre 1,95 e 1,92 Ga (TEIXEIRA *et al*., 2010; TEIXEIRA, 2011). Associando estes dados com aqueles expostos no Capítulo IV, é provável que estas idades mais novas, estejam associadas aos pulsos hidrotermais tardios, associados à flogopitização e formação de sulfetos em estruturas rúpteis tardias. Provavelmente, esta alteração tardia se processou em um nível crustal mais raso, tendo a subida sido provocada pela exumação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

[2] Palestra intitulada "Colisões Continentais e Metalogênese na margem leste da América do Sul" proferida por João Batista Guimarães Teixeira, na UFBA, em 2011. Realizada no âmbito do I Seminário do Student Chapter SEG-UFBA.

Unidade	Litotipo datado	Toponímia	Método	Idades Obtidas	Interpretação	Autor (es)
Amostra PG-02-D	quartzo microclinito	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2723 ± 51 Ma	Xenocristal	presente trabalho
Amostra PG-02-D	quartzo microclinito	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2047 ± 12 Ma	Metassomatismo	presente trabalho
Amostra PG-04-C	quartzo microclinito	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2042 ± 15 Ma	Metassomatismo	presente trabalho
Amostra MS-01-D	metagabro	Mina de Surubim	U-Pb SHRIMP	2045 ± 40 Ma	Metassomatismo?	presente trabalho
Amostra MS-02-B	metanorito	Mina de Surubim	U-Pb SHRIMP	2054 ± 28 Ma	Metamorfismo?	presente trabalho
Amostra MS-02-B	metanorito	Mina de Surubim	U-Pb SHRIMP	2047 ± 11 Ma	Metassomatismo	presente trabalho
Complexo Caraíba	ortognaisse TTG	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2695 ± 12 Ma	Magmatismo	Silva *et al*., 1997
Complexo Caraíba	ortognaisse charnockítico	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2634 ± 19 Ma	Magmatismo	Silva *et al*., 1997
Complexo Caraíba	ortognaisse granulítico	São José de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2089 ± 11 Ma	Metamorfismo	Silva *et al*., 1997
Corpos ultramáficos	norito	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2580 ± 10 Ma	Magmatismo	Oliveira *et al*., 2004
Corpos ultramáficos	norito	Mina da Caraíba	U-Pb SHRIMP	2103 ± 23 Ma	Metamorfismo	Oliveira *et al*., 2004
Riacho da Onça	granitóide		U-Pb SHRIMP	2126 ± 0,019 Ma	Magmatismo	Silva *et al*., 1997
Sienito de Itiúba	sienito	Itiúba	U-Pb SHRIMP	2084 ± 9 Ma	Magmatismo	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2785 ± 11 Ma	Xenocristal ou Magmatismo?	Silva *et al*., 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2215 ± 11 Ma	Magmatismo?	Silva *et al*., 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2150 ± 18 Ma	Metamorfismo	Silva *et al*., 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	U-Pb SHRIMP	2028 ± 13 Ma	Migmatização?	Silva *et al*., 2002
Complexo Caraíba	charnockito	Itatim	U-Pb LA ICP-MS	2664 ± 27 Ma	Magmatismo	Corrêa-Gomes *et al*., 2012
Complexo Caraíba	charnockito	Itatim	U-Pb LA ICP-MS	2029 ± 21 Ma	Colapso orogênico	Corrêa-Gomes et al., 2012
Complexo Caraíba	norito	Mina da Caraíba	Sm-Nd (T_{DM})	2,82/2,85/2,86 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	granito g3 pinhões	Pinhões	Sm-Nd (T_{DM})	2,90 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	metapelito waldemar		Sm-Nd (T_{DM})	2,72 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Complexo Caraíba	migmatito da caraíba	Mina da Caraíba	Sm-Nd (T_{DM})	2,65 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Sienito de Itiúba	sienito	Serra de Itiúba	Sm-Nd (T_{DM})	2,85 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Sienito de Itiúba	sienito	Serra de Itiúba	Sm-Nd (T_{DM})	2,70 Ga	Extração primária	Oliveira *et al*., 2004
Corpos ultramáficos	rochas máfico-ultramáficas	Caraíba	Ar-Ar - flogopitas	2011 ± 16 Ma	Metassomatismo Precoce	Teixeira *et al*., 2010
Corpos ultramáficos	rochas máfico-ultramáficas	Caraíba	Ar-Ar - flogopitas	1952 ± 15 Ma	Metassomatismo tardio	Teixeira *et al*., 2010

Tabela VI.5: Dados geocronológicos citados neste capítulo.

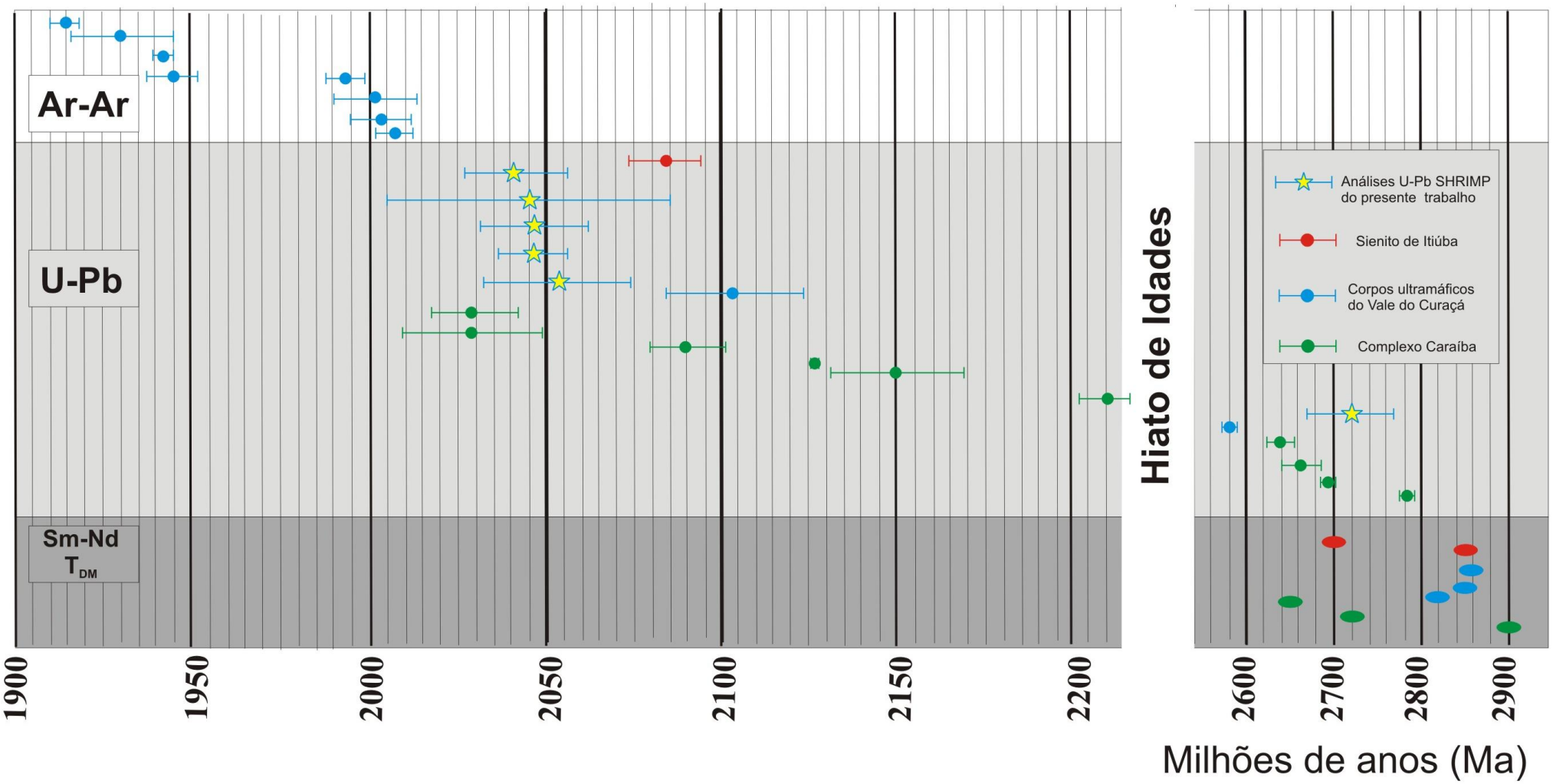


Figura VI.10: Gráfico com idades (em milhões de anos) obtidas pelos métodos Sm-Nd (T_{DM}), U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS) e Ar-Ar em flogopitas, para as rochas do Vale do Curaçá e porção norte do OISC. Além dos dados do presente trabalho, foram utilizados as idades de Oliveira *et al.* (2004), Silva *et al.* (1997), Silva *et al.* (2002), Corrêa-Gomes *et al.* (2012), Teixeira *et al.* (2010) e Teixeira (2011). A forma de disposição das idades no gráfico foi baseada no modelo de Teixeira (2011). Na porção esquerda, onde constam as idades paleoproterozóicas, as linhas claras delimitam cada 5 Ma e as escuras 50 Ma. Na porção direita, onde constam as idades neoarqueanas, as linhas claras delimitam cada 20 Ma e as escuras 100 Ma.

CAPÍTULO VII - ANÁLISES DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE

O entendimento da origem do enxofre nos sulfetos e dos processos que regem sua distrubição nos variados ambientes geológicos é de fundamental importância para a compreensão da gênese de depósitos de sulfetos. Para tal, as análises de suas razões isótópicas são importantes ferramentas.

O S possui número atômico 16 e apresenta quatro isótopos estáveis: ^{32}S, ^{34}S, ^{33}S e ^{36}S, em ordem decrescente de abundância, sendo que cerca de 95% da composição isotópica do elemento é dada pelo isótopo mais leve (^{32}S). As razões entre concentrações dos isótopos ^{34}S e ^{32}S ($\delta^{34}S$) são tradicionalmente usadas para caracterizar fontes do enxofre. Entretanto, trabalhos mais recentes têm demonstrado a importância do fracionamento independente de massa (MIF) nos depósitos de sulfetos mais antigos, sobretudo Arqueanos, quando não existia atomosfera ou mesmo quando o oxigênio era pouco abundante na atmosfera existente antes do GOE (*Great Oxygen Event*).

Esse tipo de fracionamento, que seria ocasionado por ação de raios ultravioleta, também preserva as condições ambientais e pode ser medido com uso do isótopo ^{33}S ($\delta^{33}S$ = ~0.515x$\delta^{34}S$). O grau do fracionamento é medido pela expressão $\Delta^{33}S = \delta^{33}S - 0.515x\delta^{34}S$. Uma vez que não foram determinados valores de $\delta^{33}S$ nas amostras analisadas, as discussões e interpretações a seguir não levarão em conta uma possível preservação do MIF. Saliente-se que os estudos até aqui realizados demonstram que o evento metalogenético em estudo, embora iniciado no Arqueano, tem uma longa duração e a sua maior parte teria ocorrido durante o Paleoproterozoico.

De forma geral, as análises de isótopos estáveis são estudadas em função fator de fracionamento isotópico, dado pelas razões do isótopo mais pesado (^{34}S) em relação ao mais leve (^{32}S), da amostra sobre um padrão, menos um, vezes mil, visto que as medidas são dadas em per mil (‰). Neste princípio baseia-se o cálculo do $\delta^{34}S$ (Equação VII.1), onde o padrão (Canyon Diablo Troilite - CDT) é a troilita (FeS) extraída de um meteorito metálico de Canyon Diablo, nos Estados Unidos.

$$\delta^{34}S = \left[\frac{(^{34}S / {}^{32}S)_{amostra}}{(^{34}S / {}^{32}S)_{CDT}} - 1 \right] x10^3$$

Equação VII.1: Fórmula do cálculo da razão $\delta^{34}S$.

Foram estabelecidos valores correspondentes a rochas formadas em diversos ambientes geológicos, com os quais é possível comparar as análises para buscar respostas relativas à proveniência do enxofre. Por exemplo, os meteoritos, possuem valores de $\delta^{34}S$‰ muito próximos de 0, assim como os sulfetos de origem magmática, que variam entre -2,0 e +1,5 (THODE, 1970; HOEFS, 1987; OHMOTO & RYE, 1979; FIELD & FIFAREK, 1985 *apud* MISRA, 1999).

Para evaporitos os valores são extremamente positivos, variando entre +10 e +30, valores compatíveis com sulfatos bacinais, especialmente os formados após o GOE (*Great Oxygen Event*), no final do Paleoproterozóico, responsável por oxigenar os mares. A água do mar moderna possui valores de $\delta^{34}S$ (‰VCDT) em torno de +20 (THODE, 1970; HOEFS, 1987; OHMOTO & RYE, 1979; FIELD & FIFAREK, 1985 *apud* MISRA, 1999). Outros fenômenos físico-químicos podem provocar fracionamento isotópico, como a redução bacteriana. Esta tende a modificar a composição isotópica do S ao extraí-lo-lo dos sulfatos, liberando H_2S enriquecido em isótopos leves (^{32}S), produzindo valores de $\delta^{34}S$ extremamente negativos. Da mesma forma, a redução termoquímica (temperaturas entre 120 e 300°C) pode provocar fracionamento isotópico, porem com um grau de fracionamento muito menor do que o que ocorre na redução bacteriana.

O particionamento de um fluido pode promover acúmulo de isótopos leves na fase H_2S e pesados na fase SO_2, resultando em valores extremos positivos para os sulfatos e negativos para os sulfetos. A devolatilização metamórfica tende a deixar as amostras enriquecidas em isótopos leves, devido à perda de SO_2.

No Vale do Curaçá, os primeiros dados isotópicos de enxofre foram obtidos em análises de fases mineralizadas a calcopirita e bornita da mina Caraíba, resultando em valores de $\delta^{34}S$ (‰VCDT), entre -1,495 e +0,643. Esses valores sugerem uma contribuição estritamente magmática para o S (OLIVEIRA & CHOUDHURI, 1993). Análises mais recentes, realizadas nas mesmas fases minerais, em Caraíba, Surubim, Vermelhos e alvo R-22, forneceram valores entre -2,34 e +1,98, sendo que os valores mais distantes do 0 associados à sulfetos eram tectono-controlados, corroborando a hipótese sobre a existência de duas fases de mineralização: uma ortomagmática e outra hidrotermal (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

No presente trabalho foram realizadas análises em amostras de calcopirita, bornita, pirita, pirrotita e barita, dos depósitos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana.

Os dados de $\delta^{34}S$ (‰VCDT) bem como seus possíveis significados, são discutidos a partir de comparações com depósitos do tipo IOCG de diversas localidades do mundo.

VII.1 RESULTADOS DAS ANÁLISES

Visando contribuir com o entendimento da evolução metalogenética dos depósitos do Vale do Curaçá, foram amostrados sulfetos relacionados às diversas fases de remobilização hidrotermal observadas nos depósitos estudados. Os sulfetos e uma amostra de sulfato (barita. depósito de Vermelhos) foram separados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), onde foram analisados.

Foram selecionadas 24 amostras (2 de Sussuarana, 11 de Caraíba, 4 de Surubim e 7 de Vermelhos), das quais duas (uma de Sussuarana e uma de Vermelhos) não forneceram gás suficiente para as análises. Os 22 valores de $\delta^{34}S$ (‰VCDT) obtidos foram separados por depósito, em ordem crescente, além das informações referentes à forma da mineralização na amostra (Tabela VII.1). Os valores de $\delta^{34}S$ estão plotados no gráfico da Figura VII.**1**.

Apenas em uma amostra de Sussuarana conseguiu-se obter um bom resultado. Ela é composta por bornita e calcopirita disseminadas em quartzo metanorito com flogopita, da fase de remobilização principal. Obteve-se nesta amostra valor de +5,93‰VCDT. Bornita e calcopirita de metahiperstenitos de Caraíba, disseminada e em rede, consideradas mineralizações magmáticas, forneceram valores de $\delta^{34}S$ de -0,17, +0,23 e +1,06.

Do mesmo depósito, veios de calcopirita e bornita em hiperstenitos metassomatizados forneceram valores entre -6,81 e -1,16. Da mesma forma, foi observado o valor de $\delta^{34}S$ igual a -0,08 em uma amostra de epídoto quartzito, rocha formada por extensiva alteração hidrotermal que hospeda sulfetos da mineralização hidrotermal principal. Uma amostra de pirita em veio, formada ao final da fase de mineralização principal forneceu valor de $\delta^{34}S$ igual a +3,37.

Valores mais elevados foram obtidos para veios e disseminações de pirrotita e pirita da fase de mineralização tardia. A pirrotita, que se formou no final da fase de mineralização principal e começo da tardia, apresenta valor de $\delta^{34}S$ = +5,67. As disseminações de pirita, que ocorrem associadas à calcopirita e calcita, da fase de remobilização tardia, apresentaram valor, extremamente elevado ($\delta^{34}S$ = +11,77).

No depósito de Surubim, foram analisadas quatro amostras de calcopirita e calcopirita com bornita, em flogopititos e metanoritos com ou sem granada. Os valores

extremos são de cristais de calcopirita, em veios e em rede, de metanoritos com e sem granada, que apresentaram valores de $\delta^{34}S$ iguais a -4,27 e -1,66, respectivamente.

As análises de valores intermediários, correspondem a zonas de alteração mais ricas em flogopita, da onde foram extraídos cristais de calcopirita e bornita, intercrescidos sob a forma de disseminações e em rede. Estas análises apresentaram valores de $\delta^{34}S$ iguais a -2,93 e -2,15, respectivamente.

No depósito de Vermelhos, foram obtidos 6 valores de $\delta^{34}S$ em amostras de pirita, calcopirita e bornita intercrescidas, alem de calcopirita e barita formadas durante a fase de mineralização principal.

Os valores extremos (negativo e positivo) correspondem a cristais de pirita, em veios, e barita, em bolsão métrico, respectivamente. Foram extraídos da mesma amostra de clorita-quartzo-barita, que apresentaram valores de $\delta^{34}S$ de -1,66, para a pirita e +3,95 para a barita. Bolsões centimétricos de calcopirita e bornita intercrescidas, e calcopirita em metahiperstenitos, rochas que exibem metassomatismo intermediário, apresentaram valores de +0,05, +0,50 e +0,64. Uma amostra de pirita extraída de veio em flogopititos do final da fase de mineralização principal resultou em $\delta^{34}S$ igual a +1,65.

O gráfico da Figura VII.1 ilustra a distribuição dos supracitados valores de $\delta^{34}S$ obtidos. Nele, é possível observar a mais ampla distribuição das amostras da Caraíba, com os valores entre -6,81 e -1,16 e o, isolado, -0,08 compreendem os sulfetos da fase de mineralização (hidrotermalismo) principal. Os valores de -0,17, +0,23 e +1,06 são de sulfetos magmáticos, e o de +3,37 do final da fase de mineralização principal.

Os valores mais altos para as amostras da Caraíba, de +5,67 e o anômalo +11,77 são das fases de alteração e mineralização tardias, onde ficou evidente a participação de fontes mais oxidadas para o enxofre. A esta fase, é compatível o valor de $\delta^{34}S$ igual a +5,93 observado em Sussuarana, considerado da fase de remobilização principal, sendo possível deduzir que as duas fases são correlatas. Em Surubim, ocorrem apenas valores negativos, correspondentes à fase de mineralização principal, extensivamente pervasiva, neste depósito que apresentou os resultados de $\delta^{34}S$ iguais a -4,27; -2,93; -2,15 e -2,01.

Os valores extremos de Vermelhos (-1,66 e +3,95) correspondem a pirita (negativo) e barita (positivo) da fase de mineralização principal. Os valores mais próximos de zero (0,05; 0,50 e 0,64) correspondem a bolsões de sulfetos maciços em rochas que ainda preservam características ígneas, como metahiperstenitos, e o valor de +1,65 refere-se a um veio de pirita tardio, em relação à mineralização principal.

Depósito	Amostra	Mineral	Forma	Rocha	Época de formação	δ^{34}S‰
Sussuarana	FAS-44 (73.58)a	bn+ccp	disseminações	Qtz metanorito com Phl	rem. principal	5,93
Caraíba	FC-4413 (449.15)a	ccp	veios	Qtz Srp metahiperstenito	min. principal	-6,81
	FC-4413 (441.00)b	ccp	veios	Chl Mc Hyp quartzito	min. principal	-5,23
	FC-4413 (441.00)a	bn	veios	Chl Mc Hyp quartzito	min. principal	-5,12
	FC-4413 (448.85)	ccp+bn	bolsão	metahiperstenito	min. principal	-1,16
	FC-4398 (280.18)a	bn	em rede	Phl Ser metahiperstenito c/ Mc	magmática	-0,17
	FC-4413 (440.50)a	ccp+bn	veios	Srp Chl Ep quartzito	min. principal	-0,08
	FC-4398 (208.18)b	ccp	em rede	Phl Ser metahiperstenito c/ Mc	magmática	0,23
	PG-04-B-a	ccp	disseminações	Qtz Phl Mc metahiperstenito	magmática	1,06
	FC-4094 (149.48)a	py	veios	Hyp Phl Hb sericita protomil.	min. principal	3,37
	FC-2935 (298.80)b	po	veios	Di Ep Pl Ser hornblendito	mineralização tardia	5,67
	FC-40113 (108.10)a	py	disseminações	Calcita metahiperstenito	mineralização tardia	11,77
Surubim	FSDC-001 (26.00)a	ccp	veios	Phl Qtz metanorito c/ Ser	min. principal	-4,27
	FSBC-001 (78.98)a	ccp+bn	disseminações	Flogopitito com Qtz e Hyp	min. principal	-2,93
	FSBC-001 (79.30)Aa	ccp+bn	em rede	Ser Pl Grt flogopitito	min. principal	-2,15
	FSBC-001 (79.30)Ba	ccp	em rede	Ser Phl Pl granadito	min. principal	-2,01
Vermelhos	FVS-85 (309.82)b	py	veios	Chl Qtz baritito	min. principal	-1,66
	FVS-41 (286.85)a	ccp+bn	bolsão	Qtz Mc Phl metahiperstenito	min. principal	0,05
	FVS-41 (213.68)a	ccp	bolsão	Mc Phl metahiperstenito	min. principal	0,50
	FVS-41 (205.15)a	ccp+bn	bolsão	Qtz Phl metahiperstenito	min. principal	0,64
	FVS-41 (313.77)a	py	veios	Mc Ser Ms Qtz Pl flogopitito	min. principal	1,65
	FVS-85 (309.82)a	brt	bolsão	Chl Qtz baritito	min. principal	3,95

Tabela VII.1: Valores de δ^{34}S‰ obtidos nas análises realizadas dos depósitos de Sussuarana, Caraíba, Surubim e Vermelhos. Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Py: pirita; Po: pirrotita; Brt: barita; Qtz: quartzo; Phl: flogopita; Srp: serpentina; Chl: clorita; Mc: microclina; Hyp: hiperstênio; Ser: sericita; Ep: epídoto; Di: diopsídio; Pl: plagioclásio; Grt: granada; Ms: moscovita.

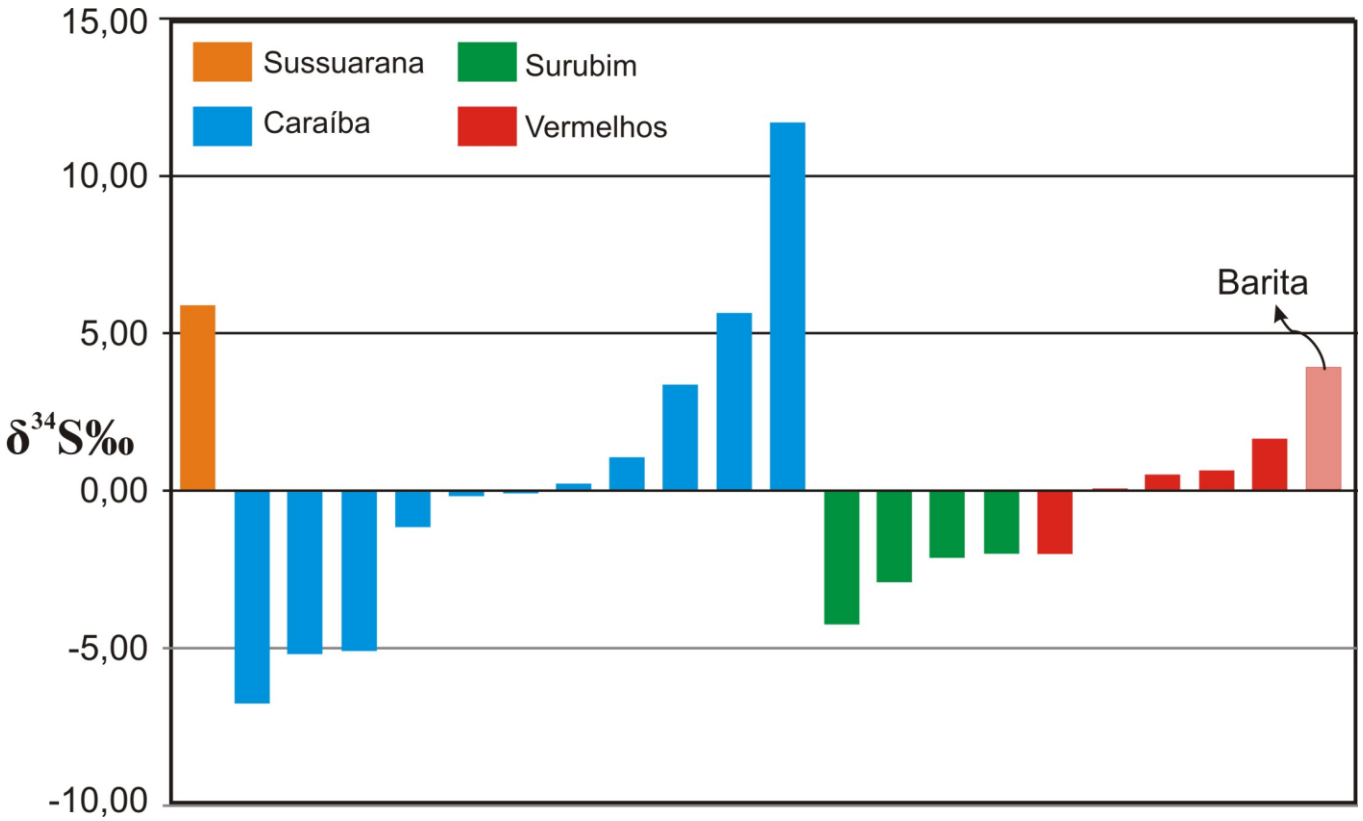


Figura VII.1: Gráfico ilustrando os valores de δ^{34}S‰ obtidos nas amostras de sulfetos e sulfato de Sussuarana, Caraíba, Surubim e Vermelhos. A única análise em barita, de uma amostra de Vermelhos, está destacada.

VII.2 DISCUSSÃO DOS DADOS E COMPARAÇÃO COM OUTROS DEPÓSITOS

Com o objetivo de entender os processos que regeram a distribuição dos isótopos ^{34}S e ^{32}S no Vale do Curaçá foram pesquisados, em publicações especializadas, valores de $\delta^{34}S$ de depósitos da classe dos IOCG de diversas províncias. A maioria destes dados constam em um estudo desenvolvido por HUNT *et al.* (2007), que acrescentou informações sobre o depósito de Werneck, no Canadá e compilou dados sobre diversos outros depósitos IOCG do mundo. Estas informações, além de características de Okiep, Sossego e Igarapé-Bahia, não citadas por HUNT *et al.* (2007), estão sintetizadas na Tabela VII.2.

Os valores de $\delta^{34}S$ variam consideravelmente entre os depósitos, chegando aos valores extremos observados em Werneck, entre -13 e +14. HUNT *et al.* (2007) adotaram uma divisão, baseada em aspectos genéticos para os depósitos IOCG, onde aqueles formados em zonas de rifte continental, sem magmatismo como contribuinte aparente para o sistema de fluidos, foram considerados extremos não magmáticos. Nesta categoria se enquadram os depósitos de Werneck e Red Bank, que constam na base da tabela.

Os depósitos de Ernest Henry, Candelaria, Aitik, Salobo e Olympic Dam são considerados híbridos magmáticos/não magmáticos. Estes depósitos estão espacial e/ou temporalmente ligados a rochas ígneas, e a circulação de fluidos é tipicamente promovida pelo magmatismo, entretanto seus dados isotópicos indicam a contribuição de salmouras bacinais, água do mar ou meteórica, para o sistema (HUNT *et al*., 2007).

Por apresentarem características semelhantes a Salobo, e estarem na mesma província (Província Mineral do Carajás – PMC), os depósitos de Sossego e Igarapé-Bahia, estudados por MONTEIRO *et al.* (2008) e DREHER *et al.* (2008), respectivamente, foram incluídos nesta categoria. HUNT *et al.* (2007) ainda dividem os depósitos IOCG puramente magmáticos, sem influência externa, onde se encaixam Eloise e Lightning Creek, não citados no presente trabalho.

Ainda constam, na primeira linha da tabela, dados referentes aos depósitos do distrito cuprífero de Okiep, na África do Sul. O depósito de Koperberg, localizado neste distrito, apresenta características muito similares aos do Vale do Curaçá, levando a históricas comparações entre eles (TOWNEND *et al*., 1980 *apud* TEIXEIRA *et al*., 2010; OLIVEIRA & TARNEY, 1995). Além disso, estes depósitos foram recentemente considerados como integrantes da classe dos IOCG (HUTCHINSON, 2004).

Depósito	Idade	Ambiente Tectônico	Minerais analisados	$\delta^{34}S$‰	Mecanismo(s) proposto(s) para o fracionamento do S	Autor(es)
Okiep	*ca.* 1,040 Ga	Orógeno	Ccp, Bn, Po	Ccp: -3,8 a -1,5 Bn: -4,1 a -1,9 Po: -2,5 a -1,9	Oxidação e devolatilização metamórfica do minério ortomagmático	Boer *et al*., 1994
Olympic Dam	*ca.* 1,590 Ga	Anorogênico intracontinental ou arco-back-arc	Cc, Ccp, Bn, Py, Brt	Cc:-10, Ccp:-7, Bn: -7, Py: -6, Brt: +10	*Boiling* associado à deposição do ouro, compatível com temperaturas de aproximadamente 300°C	Eldridge, 1994
Sossego	*ca.* 2,57 Ga	Rifte continental ou Fore-arc?	Ccp	Ccp: +3,8 a +7,6	Fluidos formacionais/metamórficos, possivelmente com contribuição magmática e influência de fluidos meteóricos e/ou fontes evaporíticas.	Monteiro *et al*., 2008
Salobo	*ca.* 2,57 Ga	Rifte continental ou Fore-arc?	Ccp, Bn	Ccp e Bn: +0,2 a +1,6	Fonte predominantemente magmática	Requia & Fontboté, 2000
Igarapé-Bahia	*ca.* 2,57 Ga	Rifte continental ou Fore-arc?	Ccp	Ccp: -1,1 a +5,6, uma amostra: -10,8	Fonte magmática com contribuição de fontes marinhas evaporíticas	Dreher *et al*., 2008
Aitik	1,8-1,9 Ga	Arco vulcânico-back-arc sobre uma zona de subducção	Ccp, Py, Brt	Py e Ccp:-3,4 a +3,3 Brt:+6,7 a +13,8	Derivado de fluidos magmáticos ou dissolução de sulfetos ígneos, com contribuição evaporítica	Frietsch *et al*., 1995
Candelaria	*ca.* 115 Ma	Arco-back arc	Ccp, Py, Anh	Ccp e Py:-1,3 a +5,7 Anh:+14,7 a +17,5 Ccp: +0,8 a +7,2	Fluido precoce redutor com composição de S próxima às magmáticas. Fluido tardio mais oxidado, provavelmente salmouras evaporíticas	Ulrich & Clark, 1999 Marschik & Fontboté, 2001
Ernest Henry	1,7-1,6 Ga	Bacia intracratônica associada com alto fluxo de calor e plutonismo	Ccp, Py, Po	Ccp, Py e Po: -1,0 a +4,0	Fonte predominantemente magmática	Mark *et al*., 2000, 2006
Redbank	*ca.* 1,575 Ga	Rifte continental	Ccp	Ccp: +4 a +16 Ccp: -2,0 a -1,3	Salmouras conatas aquecidas e/ou água do mar. Valores negativos associados a fonte magmática	Knutsen *et al.* , 1979
Werneck	*ca.* 1,595 Ga	Rifte continental	Cp, Py, Brt	Ccp e Py:-13 a +14 Brt: +7 a +18	Água do mar (ou sedimentos/evaporitos marinhos), possivelmente com posterior dissolução de pirita biogênica e/ou sulfetos ígneos	Hunt *et al*., 2007

Tabela VII.2: Valores de $\delta^{34}S$ ‰, idades, ambientes tectônicos e mecanismos propostos para explicar os valores de $\delta^{34}S$ nos depósitos comparados neste capítulo. Os autores dos dados constam na coluna da extrema direita. Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Po: pirrotita; Cc: calcocita; Brt: barita; Py: pirita; Anh: anidrita.

As principais características destes depósitos, além dos processos propostos para explicar os valores observados em cada um, estão sintetizadas a seguir.

Localizado no território de Yukon, no Canadá, os depósitos de brecha de **Werneck**, de *ca.* 1595 Ma, são hospedados pelo Supergrupo Werneck, de *ca.* 1710 Ma. Rochas de origem marinha, incluem: arenitos finos, siltitos, dolomitos e calcários subordinados, com clastos de diques máficos (Bonnet Plume River) de 1710 Ma, deformados

em fácies xisto verde pela orogenia proterozóica Racklan. Localmente, também ocorrem clastos de rochas vulcânicas máficas a intermediárias (*Slabvolcanics*) (HUNT *et al*., 2007).

As brechas são controladas por falhas NW-SE e hospedam mineralizações de óxidos de ferro Cu (±Au± U), associada a calcopirita e pirita. A alteração regional é o metamorfismo da fácies xisto verde, e o sistema IOCG apresenta alteração sódica± potássica, com formação local de biotita pervasiva e magnetita ankerita. Tardiamente ocorre formação de calcita, dolomita, ankerita e barita ± siderita ±ankerita-dolomita; com local sobreposição clorita-magnetita (HUNT *et al.*, 2007).

Em cristais de calcopirita e pirita foi encontrado um grande espectro de valores de δ^{34}S, entre -13 e +14, e entre +7 e +18 para a barita. Os autores propuseram que a fonte do enxofre seria a água do mar (ou sedimentos/evaporitos depositados em da água do mar), com possível enxofre adicional da dissolução de pirita biogênica e/ou sulfetos em rochas ígneas locais (HUNT *et al.*, 2007).

Na área de **Red Bank**, na bacia paleoproterozóica de McArthur na Austrália, ocorrem prospectos IOCG hospedados por rochas sedimentares e vulcânicas do Grupo Tawallah (<1780-1720 Ma; KNUTSON *et al*., 1979; JACKSON & SOUTHGATE, 2000, BETTS *et al.*, 2003 *apud* HUNT *et al.*, 2007). As brechas exibem extensivo metassomatismo potássico e ferroso, indicados pela abundância em k-feldspato, hematita e clorita destas. As mineralizações de cobre são representadas por calcopirita, e subordinadamente, covelita e calcocita, que ocorrem preenchendo as brechas ou como veios e disseminações (KNUTSON *et al.*, 1979).

Análises de isótopos de enxofre em calcopirita forneceram valores de δ^{34}entre +4 e +16, associados a salmouras conatas aquecidas e/ou água do mar. Em zonas mais profundas o δ^{34} varia entre -2,0 e -1,3, relacionado a possível presença de sulfetos de origem magmática hidrotermal, dissolvidos pelos fluidos que circularam na sequência e reprecipitaram nas brechas (KNUTSON *et al.*, 1979).

Também localizado na Austrália, no distrito de Conclurry, **Ernest Henry** é hospedado, predominantemente por vulcânicas meta-andesíticas de *ca.* 1740 Ma, que ocorrem intercaladas com silicáticas e calciossilicáticas (ricas em escapolita), além de metadioritos de 1660 Ma. As hospedeiras exibem alteração Na-Ca (com albita e hematita), biotita-magnetita disseminada, e alteração rica em granada, k-feldspato e biotita. A mineralização foi grosseiramente sincrônica com batólitos de 1540 e 1500 Ma (MARK *et al.*, 2000; 2006).

Análises em fases mineralizadas, constituídas por calcopirita, pirita e pirrotita forneceram δ^{34}entre -1,0 e +4,0. O espectro das análises aponta para uma contribuição predominantemente magmática para o enxofre do depósito, embora a associação elementar ampla (Co, Mo, U, ETR, As, F, Ba) sugira a presença de mais de um fluido envolvido na gênese do depósito (MARK *et al.*, 2000; 2006)

O depósito de **Candelaria**, localizado no Chile, é um representante dos IOCG andinos, que ocorre em sobre terrenos de arco continental e bacia de backarc eocretáceos. É hospedado por derrames vulcânicos andesíticos e brechas vulcanoclásticas sobrepostos por calcários e evaporitos subordinados, e é próximo ao batólito de Copiapó. A formação do depósito é associada ao soerguimento mesocretáceo e colocação do batólito (ULRICH & CLARK, 1999).

O evento mineralizante está associado com metassomatismo Ca-Na, que sucede um evento precoce de alta temperatura (500-600ºC), com biotita-quartzo-magnetita. O minério consiste em magnetita e/ou hematita, calcopirita e pirita, localmente com pirrotita, esfalerita e traços de molibdenita e arsenopirita. Ouro ocorre como inclusões na calcopirita, em fraturas com pirita ou como ligas Hg-Au-Ag (MARSCHIK & FONTBOTÉ, 2001).

Análises em calcopirita e pirita de mineralização principal resultaram em valores de δ^{34} entre -3,4 e +3,3, sugerindo apenas o componente magmático, e passa para +0,8 a +7,2 na calcopirita tardia e +14,7 a +17,5 na anidrita que ocorre associada à calcita tardiamente (ULRICH & CLARK, 1999). Indicando um fluido tardio mais oxidado, provavelmente derivado de salmouras bacinais (ULRICH & CLARK, 1999; MARSCHIK & FONTBOTÉ, 2001).

Localizado no norte da Fenoscândia, o depósito de **Aitik** está associado a metavulcânicas de *ca.* 1910 a 1880 Ma e clásticas metamorfisadas e cortadas por uma zona de falha/cisalhamento regional NNW, que hospedam mineralizações de Cu-Au (FRIETSCH *et al.*, 1997 *apud* HUNT *et al.*, 2007). As mineralizações são correlatas com plutonismo granítico de *ca.* 1890 a 1860 Ma, e exibem alteração pervasiva, marcada por sericita, escapolita e turmalina (FRIETSCH *et al.*, 1997, CARLON, 2000 *apud* HUNT *et al.*, 2007).

Ocorrem disseminações e *stringers* de calcopirita e pirita, com menores quantidades de magnetita, pirrotita, bornita, calcocita e molibdenita em granada biotita xistos e moscovita xistos. Análises em cristais de pirita e calcopirita, resultaram em valores de δ^{34} entre -3,4 e +3,3, e para barita entre +6,7 e +13,8, sugerindo enxofre de fontes magmáticas com contribuição evaporítica (FRIETSCH *et al.*, 1995).

Olympic Dam é o depósito, localizado na Austrália, que foi considerado o principal representante dos IOCG por HITZMAN *et al.* (1992) ao definirem esta classe de depósitos. Localizado na parte leste do Cráton Gawler, sob a região ocorrem granitos deformados (Suíte Donnington) de *ca.* 1845 Ma, sobre os quais se depositaram as unidades metavulcânicas e metassedimentares do Grupo Wallaroo (CREASER, 1995, FERRIS *et al*., 2002 *apud* HUNT *et al*., 2007).

O depósito se formou em temperaturas rasas, durante os estágios tardios de volumosas intrusões félsicas (*ca.* 1590 Ma), associada à suíte Hiltaba, granitos ricos em k-feldspatos e granodioritos de *ca*. 1595-1575 Ma (HAYNES *et al.*, 1995).Hospedado por brechas hematitíca-sericíticas com clastos de granitos e vulcânicas, é associado a uma zona de dilatação relacionada a uma falha regional (ORESKES & EINAUDI, 1990 *apud* HUNT *et al*., 2007).

Múltiplos eventos de mineralização ocorreram, e cada um tem a paragênese característica: a) magnetita (±hematita), clorita, sericita, siderita e menor pirita e uraninita; b) hematita, sericita, calcocita, bornita, pitchblenda, barita, fluorita, e clorita; c) hematita, ou hematita + quartzo ± barita (HAYNES *et al.*, 1995).

Análises de δ^{34} resultaram em: calcita (-10), calcopirita (-7), bornita (-7), pirita (-6), barita (+10). Estes dados foram interpretados como resultado do fenômeno de efervescência (*boiling*) associado à deposição do ouro, compatível com temperaturas de aproximadamente 300°C (ELDRIDGE, 1994). Vale salientar a importância dos fluidos superficiais que estavam em equilíbrio com o sistema, para as gêneses das mineralizações (HAYNES *et al.*, 1995).

Localizada no estado do Pará, na porção sul do Cráton Amazônico, a Província Mineral dos Carajás (PMC), é dividida em dois blocos tectônicos: terreno greenstone Rio Maria a sul, e a norte Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (HUHN *et al.*, 1988, ARAÚJO *et al.*, 1988 *apud* MONTEIRO *et al.*, 2008). As rochas do embasamento (Complexo Pium, *ca.* 3,0 Ga, e Complexo Xingu de *ca*. 2,8 Ga) são sobrepostas pelo Grupo Pojuca e pelo Supergrupo Itacaiúnas (*ca.* 2,57 Ga), que hospeda todos os depósitos IOCG de Carajás e teria se depositado em um rifte marinho (LINDENMAYER, 1990; MONTEIRO *et al.*, 2008).

O Supergrupo Itacaiúnas divide-se nos grupos: i) Igarapé Salobo, formado por paragnaisses, anfibolitos e formações ferríferas metamorfisadas em fácies anfibolito e xisto verde; ii) Igarapé Pojuca, com metavulcânicas básicas, xistos pelíticos, anfibolitos, e formações ferríferas com metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito; iii) Grão Pará,

composto por metabasaltos, metafelsitos e formações ferríferas em fácies xisto verde baixo; iv) Igarapé Bahia, que consiste em metavulcânicas, metapiroclásticas, e metassedimentos, incluindo formações ferríferas, em fácies xisto verde (MONTEIRO *et al.*, 2008).

A zona de cisalhamento Itacaiúnas, dúctil, sinistral de 2,7 Ga, e as falhas transcorrentes dúctil-rúpteis a rúpteis sinistrais Cinzento e Carajás (2,581-2,519 Ga), são apontadas como responsáveis pela deformação e metamorfismo do supergrupo (MONTEIRO *et al*., 2008). Intrusões graníticas alcalinas de 2,74 Ga (Suíte Plaquê) e de 2,57 Ga (Granito OldSalobo), de 1,88 Ga (Serra dos Carajás e Young Salobo, por exemplo) e ainda o complexo máfico-ultramáfico de Luanga (2,75 Ga), ocorrem na província (GRAINGER *et al*., 2008). Os dados geocronológicos apontam para pelo menos três eventos metalogenéticos arqueanos e paleoproterozóicos (1) *ca.* 2,76 Ga; (2) *ca*. 2,57 Ga e (3) *ca*. 1,88 Ga (MONTEIRO *et al.*, 2008).

O depósito de **Salobo**, a maior jazida de cobre do Brasil, localiza-se na terminação oeste da falha de Cinzento, localizado em uma região com lentes do Supergrupo Itacaiúnas, em contato com o embasamento gnáissico. É hospedado por metagrauvacas que contem lentes de anfibolito, é cortado pelos granitos Old e Young Salobo (MACHADO *et al*., 1991, SOUZA & VIEIRA, 2000 *apud* HUNT *et al*., 2006).

A alteração inclui metassomatismo sódico precoce, sobreposto por extensiva alteração potássica (K-feldspato, biotita), intenso metassomatismo K-Fe associado com a zona de minério, propilitização e cloritização tardias (LINDENMAYER, 1990; REQUIA & FONTBOTÉ, 2000). As mineralizações ocorrem em uma zona de cisalhamento NW, e consiste em lentes de: 1) abundante magnetita, com local hematita e grafita; (2) menos abundante calcopirita, bornita e calcocita tardias (MACHADO *et al.*, 1991, SOUZA & VIEIRA, 2000 *apud* HUNT *et al*., 2007; RÉQUIA & FONTBOTÉ, 2000).

Análises de δ^{34}em calcopirita e bornitas forneceram valores entre +0,2 e +1,6, o que sugere uma fonte puramente magmática para o enxofre de Salobo, apesar da evolução do depósito estar associada à mistura de fluidos magmáticos com um fluido mais oxidado, possivelmente salmouras bacinais (RÉQUIA & FONTBOTÉ, 2000).

O depósito IOCG de **Sossego**, na PMC, é constituído por dois grupos de corpos de minério: Pista–Sequeirinho–Baiano e Sossego–Curral. Hospedado por granitos, granitos granofíricos, gabros e metavulcânicas félsicas, localizada em uma zona de cisalhamento regional de trend WNW-ESSE, que define o contato entre o Supergrupo Itacaiúnas (*ca*. 2,76 Ga) e Complexo Xingú (*ca*. 2,8 Ga; MONTEIRO *et al*., 2008).

Os corpos de minério Sossego-Curral contém alteração precoce albítica pobremente desenvolvida, e, da mesma forma, pouco desenvolvida Ca-Na. A alteração potássica é bem desenvolvida, e está associada aos sulfetos (calcopirita, com siegenita e millerita subordinadas), mais especificamente a assembleia tardia calcita-quartzo-epídoto-clorita. Ocorre alteração hidrolítica muito tardia fracamente mineralizada, e a matriz grosseira das brechas sugere crescimento em espaço aberto (MONTEIRO *et al.*, 2008).

Análises de isótopos de enxofre em calcopiritas dos corpos Sossego-Curral resultaram em valores de δ^{34}entre +3,8 e +7,6. Os valores mais baixos estão associados a foliações miloníticas em metavulcânicas, e os mais elevados aos sulfetos tardios. As fontes poderiam ser: 1) sequências evaporíticas arqueanas (entre 3,5 e 2,7 Ga) com δ^{34}entre 2 e 5‰, gradual enriquecimento em isótopos pesados (até 10‰) até 2,5 Ga; 2) sulfatos inorganicamente reduzidos de evaporitos continentais (~10‰); 3) rochas magmáticas lixiviadas ou fluidos de magmas que adquiriram a maior parte do seu enxofre por assimilação das encaixantes (MONTEIRO *et al.*, 2008).

Os autores sugerem a importância da interação de fluidos profundos formacionais/metamórficos, possivelmente com um componente magmático, e fluidos meteórico-hidrotermais (possivelmente incluindo evaporitos como reservatórios superficiais) como importantes na gênese dos depósitos da PMC. Isso poderia explicar por que e os tipos de alteração hidrotermal e a assinatura do minério são fortemente controladas pela natureza das rochas hospedeiras e encaixantes, e pela intensidade da interação fluido-rocha em diferentes razões fluido/rocha (MONTEIRO *et al*., 2008).

Em rochas fragmentárias hidrotermalmente alteradas que ocorrem no contato entre as unidades vulcânicas e sedimentares do grupo **Igarapé-Bahia**, está o depósito homônimo. As rochas fragmentárias tratam-se de rochas heterolíticas, predominantemente matriz suportadas, que apresentam clastos grossos (angulosos a arredondados) de basalto, BIF e *chert* envoltos por uma matriz fina, formada por magnetita, siderita, clorita ferrífera e calcopirita disseminada e localmente maciça (DREHER *et al*., 2008).

Os valores de δ^{34}, obtidos em análises de cristais de calcopirita, variaram entre -1,1 e +5,6, com uma amostra chegando a -10,8. Estes valores e aproximam de depósitos VHMS, mas não distinguem bem a fonte dos fluidos, embora, estudos de isótopos de B evidenciam a contribuição da água do mar para os depósitos de Carajás (XAVIER *et al*., 2005 *apud* DREHER *et al.*, 2008).O que sugere uma fonte magmática com contribuição evaporítica, para explicar estes valores de δ^{34} (DREHER *et al*., 2008).

O distrito cuprífero de **O'okiep** é a mais antiga área de mineração forma da África do Sul. Em uma área com crosta primitiva formada entre 2,0 e 1,7 Ga, é hospedado pela Suíte Koperberg, colocada entre 1,020 e 1,040 Ga (sincrônica com o Granito Rietberg), após o pico do metamorfismo (1,180-1,210 Ga) da Orogenia Namaquan (correlata do Grenville; CLIFFORD & BARTON, 2012).

A suíte é composta por jotunitos, anortositos, biotita dioritos, e rochas hipersteníticas, variando de leuconoritos a hiperstenitos, e apresenta diversas feições que levam à comparação com a Caraíba (CLIFFORD & BARTON, 2012). A paragênese de sulfetos magmáticos na Suíte Koperberg é calcopirita+pirrotita (minério tipo Narrap), que em alguns corpos foi modificada, em condições de fácies anfibolito alto, para bornita+magnetita sem Ti (minério tipo Carlousberg). O metamorfismo da fácies xisto verde (500-570 Ma) da orogenia Pan-Africana, promoveu a formação de uma segunda geração de minério associado abornita+calcopirita (±covelita±calcocita), correspondente ao minério tipo Hoits (CLIFFORD & BARTON, 2012).

Análises em sulfetos do depósito de Koperberg forneceram valores de δ^{34} entre: -3,8 e -1,5, para calcopirita; -4,1 a -1,9, para bornita; pirrotita, -2,5 a -1,9 ‰ (BOER *et al*., 1994). Estes valores são resultado da oxidação e devolatilização do SO_2 durante o metamorfismo pan-africano, mesmo fator que explicaria o aumento da razão Cu/S, observada no depósito. Resultados de análises de $\delta^{18}O$ ainda indicam a contaminação crustal que ocorrem neste depósito (BOER *et al.*, 1994).

No gráfico da Figura VII.2, estão representados os espectros dos valores de $\delta^{34}S$‰, citados no texto acima, além dos depósitos e fases minerais das quais foram obtidos. A figura é modificada da exposta na publicação elaborada por HUNT *et al.* (2007), onde foram excluídos os depósitos magmáticos, na porção superior do gráfico, e acrescentados os dos depósitos de Sossego e Igarapé-Bahia, da PMC. Além dos dados de δ^{34} do Vale do Curaçá, obtidos na bibliografia e como resultado do presente trabalho.

Ao comparar os novos dados de δ^{34}, com os obtidos por TEIXEIRA *et al*. (2010) e OLIVEIRA & CHOUDHURI (1993), é possível notar que os novos dados de δ^{34} de sulfetos da Caraíba apresentam um espectro de valores muito mais amplo do que os obtidos anteriormente. Os valores extremos negativos obtidos no **Vale do Curaçá** são menores que a maioria dos depósitos, a não ser Olympic Dam, Werneck e uma amostra de Igarapé-Bahia.

Embora menos negativos, os valores de Okiep se aproximam dos menores resultados obtidos no presente trabalho. O valor extremo positivo obtido em uma pirita da

fase de mineralização tardia (+11,77‰) não é observado em nenhum depósito IOCG híbrido, apenas nos extremos não-magmáticos, Werneck e Redbank, associados a ambientes bacinais com contribuição evaporítica.

Ainda considerados valores altos de δ^{34} obtidos em sulfetos, estão as análises dos depósitos de Candelária, nos Andes, e Sossego, na PMC. Onde o segundo seria o mais próprio para estabelecer comparações visto que, assim como os depósitos do Vale do Curaçá, se formaram antes do GOE (no final do Paleoproterozóico).

Com base nestas comparações e nos dados obtidos, é possível estabelecer um modelo para as prováveis fontes de enxofre dos depósitos do Vale do Curaçá. Como já demonstrado por TEIXEIRA *et al.* (2010), os valores mais próximos do 0 estão associados a sulfetos ortomagmáticos.

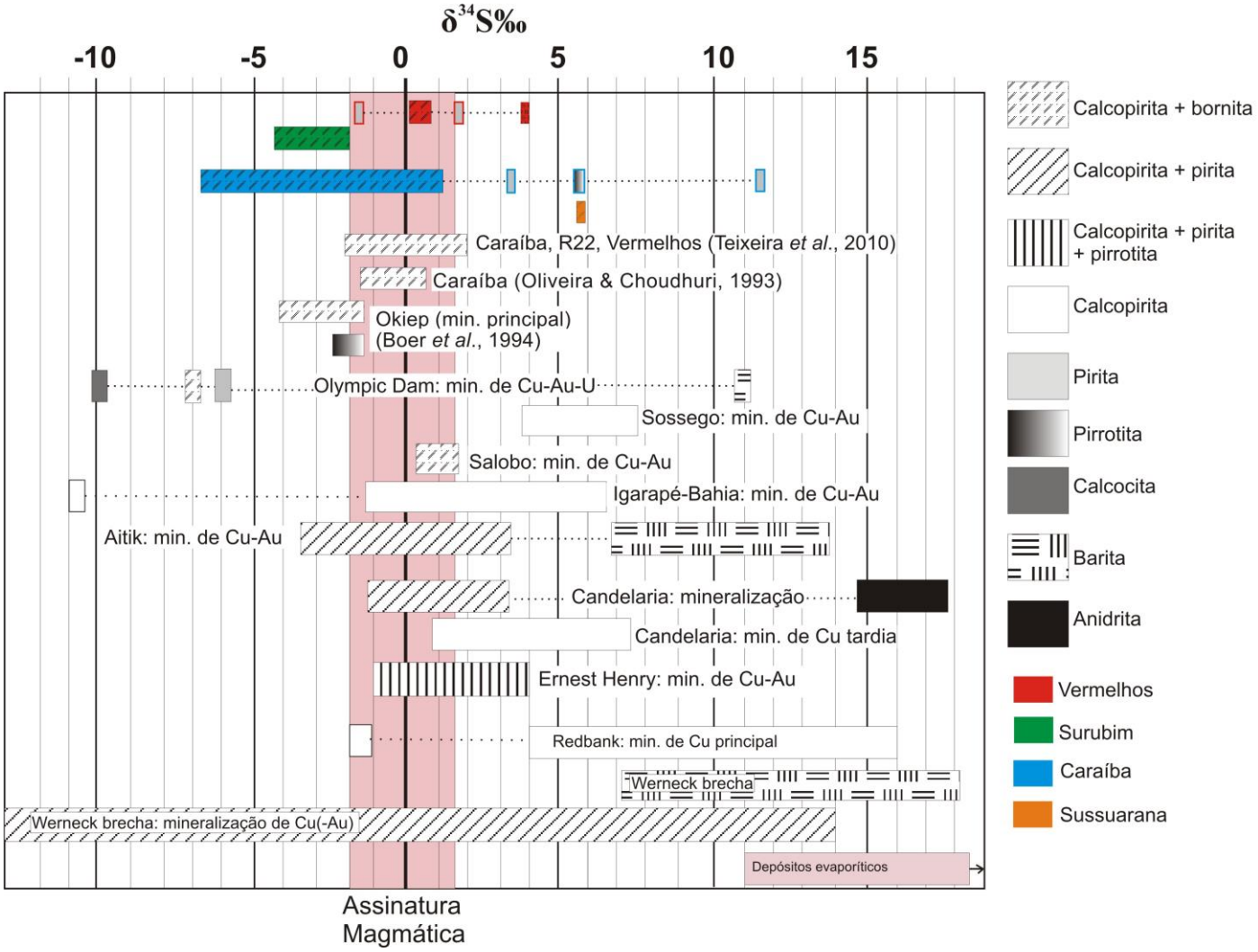


Figura VII.2: Composição isotópica medida (δ^{34}S ‰) de depósitos IOCG selecionados, modificado de Hunt *et al.* (2007). Além dos depósitos citados por Hunt *et al.* (2007), constam dados do Vale do Curaçá (OLIVEIRA & CHOUDHURI, 1993; TEIXEIRA *et al.*, 2010; presente trabalho), Okiep (BOER *et al.*, 1994); Sossego (MONTEIRO *et al.*, 2008) e Igarapé-Bahia (DREHER *et al.*, 2008).

.

Alguns sulfetos da fase hidrotermal principal, que estão hospedados em rochas que ainda preservam características dos protólitos ígneos, também apresentam valores levemente negativos ou levemente positivos, com valores similares aos magmáticos. As análises de sulfetos da fase de metassomatismo e mineralização principal resultaram em valores negativos de δ^{34} (até -6,81‰), possivelmente originado pela devolatilização do enxofre magmático, como observado nos depósitos de Okiep por BOER *et al.* (1994).

As amostras formadas ao final desta fase (piritas em veios de Vermelhos e Caraíba, com δ^{34}igual a +1,65 e +3,37, respectivamente) poderiam indicar a presença de um ambiente mais oxidante em formação. Uma característica marcante das amostras da fase de mineralização tardia são os valores de δ^{34}S entre +5,67 e +11,77, indicando a participação importante de enxofre mais oxidado, que resultam em δ^{34} dos sulfetos, cerca de três vezes mais elevados do que a barita da mineralização principal (+3,95).

Estes valores são relacionáveis ao +5,93 observado em Sussuarana, evidenciando que a fase de remobilização principal deste depósito correspondeu à mineralização tardia dos demais. Associando os valores positivos às probabilidades expostas para o depósito de Sossego (MONTEIRO *et al*., 2008), é possível inferir que a fase de mineralização tardia teve participação de enxofre de sequências evaporíticas (ou mesmo água do mar) ou de águas superficiais meteóricas, responsáveis pelos valores mais altos de δ^{34}.

Desta forma, é possível estabelecer a evolução do fracionamento do enxofre para os depósitos do Vale do Curaçá, ficando evidente a longa vida do sistema de fluidos, que interagiu desde rochas magmáticas devolatilizadas a fluidos mais superficiais, nas fases mais tardias.

CAPÍTULO VIII - ASPECTOS GENÉTICOS: INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES

No presente capítulo serão apresentadas as conclusões obtidas, por cada método utilizado, no presente estudo, além da integração entre estes resultados. De forma geral, foi possível estabelecer diversos parâmetros geológicos e analíticos que contribuem e representam um avanço para o entendimento das mineralizações do Vale do Curaçá.

VIII.1 CONCLUSÕES

De acordo com os estudos geológicos macro e microscópicos foi possível estabelecer as características mais marcantes de cada depósito estudo, bem como a evolução paragenética destes. Observa-se que a alteração potássica é a mais associada com a remobilização dos sulfetos, e como é mais restrita em Sussuarana, exibem esta associação mais discreta. As sequências de alteração foram melhores estabelecidas em Caraíba, devido o maior número de dados gerados pelo presente estudo e os anteriores.

A mina de Surubim exibe extensiva alteração potássica, marcada por uma flogopitização pervasiva. A associação das encaixantes para-derivadas pode explicar a maior abundância de granada. O depósito de Vermelhos, mais a norte, apresenta maiores volumes de minério remobilizado, além de fácies de alteração mais oxidadas. A associação destas características permitiu a suposição de que os depósitos fazem parte um mesmo sistema IOCG, sendo os mais profundos mais a sul, exibindo feições de alteração similares às mostradas por HITZMAN *et al.* (1992) e HITZMAN & VALENTA (2005).

Os estudos de MEV permitiram a caracterização de fases minerais não descritas em lâmina, além de um conhecimento prévio das composições destes. As análises de microssonda eletrônica permitiram a caracterização dos minerais de ganga e minério. Cálculos geobarométricos (com anfibólios) apontam para o metamorfismo em torno de 6 a 7 kbar. Estudos geotermométricos com anfibólio-plagioclásio e anfibólio-granada apontam para temperaturas entre 700 e 800°C para este evento, compatíveis com os resultados que constam na literatura. Considerando a presença de safirina a sul da mina de Surubim, os fenômenos de *magma mingling* observados na mina Caraíba, os trabalhos de LEITE (2002), é coerente

estimar que o metamorfismo da região chegou a condições de ultra alta temperatura na fácies granulito, se aproximando dos 1000ºC.

As análises em microssonda dos sulfetos evidenciou um característico enriquecimento em Pb nos sulfetos formados por processos hidrotermais. Cálculos geotermométricos nas pirrotitas da mina Caraíba, formadas no final da fase de mineralização principal, indicam temperaturas entre 500 e 380ºC para os sulfetos hidrotermais.

Os novos dados geocronológicos (SHRIMP IIe) de amostras metassomatizadas das minas Caraíba e Surubim, corroboram a proposta de TEIXEIRA *et al.* (2010), de que o metassomatismo potássico teria se processado durante o colapso orogênico, o qual provavelmente ocorreu no intervalo entre 2.04 e 2.02 Ga.

Os dados de isótopos de enxofre ($\delta^{34}S$) mostraram razões não reportadas por estudos anteriores. Evidenciando a presença de valores negativos e extremamente positivos, mais altos do que os observados em análises de sulfetos de outros depósitos IOCG.

Com base nos dados obtidos durante a pesquisa, é possível estabelecer um modelo evolutivo tectônico-metalogenético para explicar a gênese das mineralizações do Vale do Curaçá (Figura VIII.1).

Todas as indicações geológicas nas encaixantes da mina Caraíba apontam para uma série de evidências de ambiente de fundo oceânico, como por exemplo a ocorrência de níveis de anidrita, de olivina-mármore e de uma sequência de rochas cálcico-silicáticas associadas a diopsiditos, que provavelmente derivam de sedimentos margosos. Além disso, a evolução geológica proposta por LINDENMAYER (1982) corrobora com tais observações, ao propor que os corpos ultramáficos seriam derivados de uma fonte basalto-toleítica diferenciada.

Desta forma, os corpos máfico-ultramáficos foram formados no Neoarqueano, em um fundo oceânico com a mineralização de calcopirita vulcanogênica (1). Os sulfetos que preservam as características desta fase, seja a calcopirita ou a bornita formada da transformação metamórfica desta, possuem valores de $\delta^{34}S$ em torno de 0‰VCDT.

Estas sequências de fundo oceânico foram submetidas a um processo de subducção, entre 2,1 e 2,08 Ga (2). Durante a orogênese, processou-se a deformação e o metamorfismo em fácies anfibolito-granulito, acompanhado de fusões de alto grau, formação de safirina, *magma mingling* e formação primária da bornita.

A devolatilização metamórfica promove os valores negativos observados de $\delta^{34}S$, que permanece nos sulfetos formados na fase de metassomatismo, que sucede o

metamorfismo. Entre 2,04 e 2,02 Ga, ocorreu a fase de mineralização principal de Caraíba, Vermelhos e Surubim, e precoce de Sussuarana (3). Com os depósitos mais a sul tendo se formado em uma profundidade maior do que os que estão a norte. Os sulfetos desta fase possuem valores negativos de $\delta^{34}S$ (entre -6,81 e 0‰), a levemente positivos, onde o protólito ígneo está mais preservado. Esta alteração se processou sob o limite rúptil-dúctil, associada principalmente às estruturas dúcteis.

Por fim, entre 1,95 e 1,92 Ga, aconteceu a fase de mineralização tardia dos depósitos de Caraíba, Vermelhos e Surubim, e remobilização principal de Sussuarana, visto que agora estão em um nível crustal mais raso, acima do limite dúctil-rúptil (4). Se processou na fácies xisto verde baixo, entre 280 e 400ºC, temperaturas obtidas por geotermometria das cloritas e de fechamento da flogopita pelo método Ar-Ar (TEIXEIRA *et al.*, 2010). Nesta fase existe participação de fluidos oxidados, possivelmente com contribuição de águas meteóricas ou evaporitos que elevam os valores de $\delta^{34}S$ para muito positivos, chegando +11,77‰.

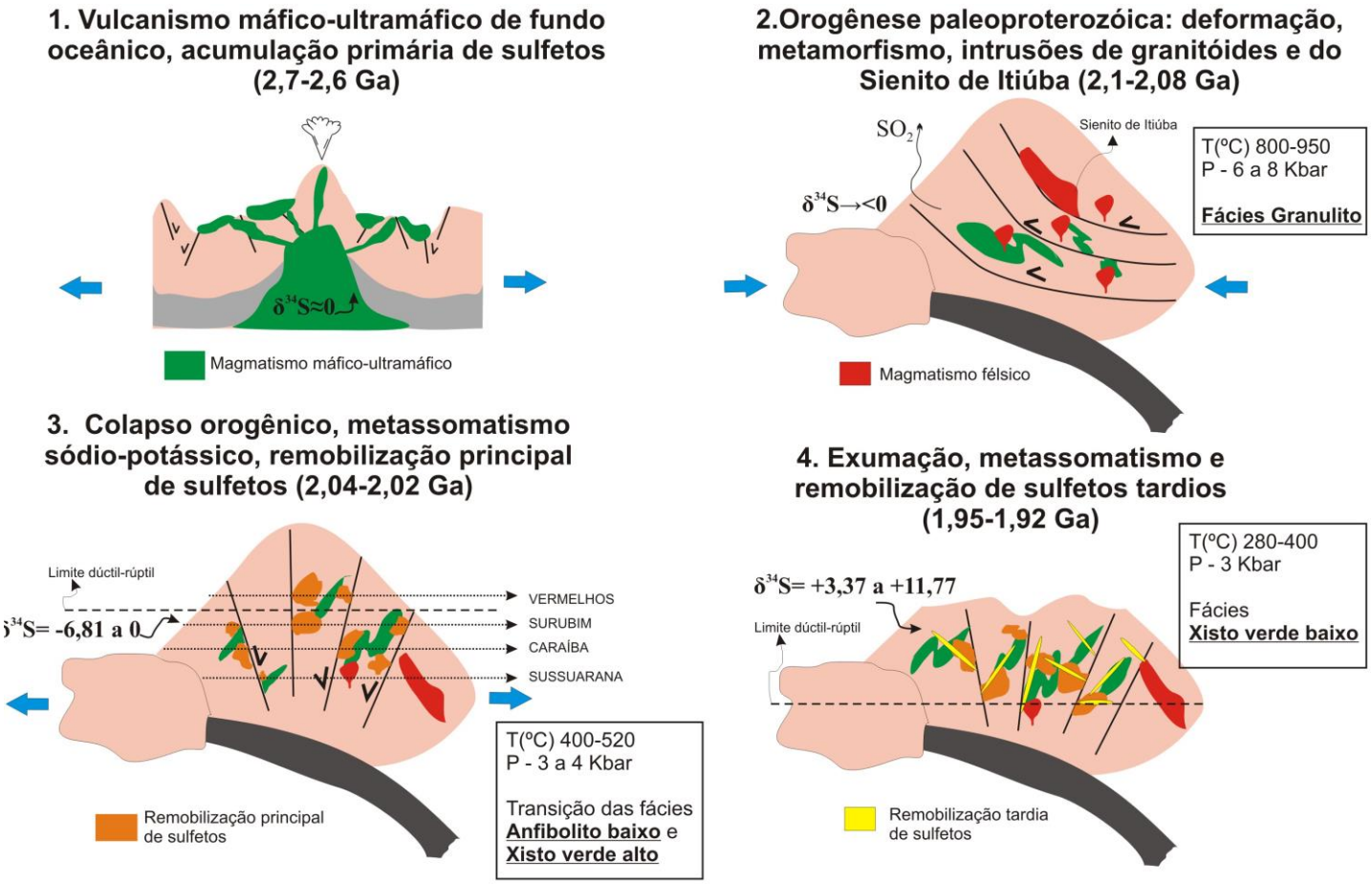


Figura VIII.1: Modelo evolutivo, em quatro estágios, proposto para os depósitos cupríferos do Vale do Curaçá.

VIII.2 RECOMENDAÇÕES

Para suportar estas conclusões e este modelo evolutivo, ou descartá-los, estudos adicionais se fazem necessários. Algumas ações são recomendadas:

- estudar novos corpos mineralizados, detalhar suas feições macro e microscópicas de prospectos e futuras minas;
- mapear as zonas de alteração dos corpos estudados e dos novos prospectos;
- caracterizar a evolução estrutural dos corpos do Vale do Curaçá, associar as estruturas às fases de mineralização;
- realizar análises litogeoquímicas, buscando estabelecer assinaturas de elementos traço das fases de mineralizações, além de novos cálculos de balanço de massas;
- verificar associações minerais importantes para o trapeamento do Au e EGP;
- realizar mais estudos geocronológicos, datar as encaixantes, os granitos, os corpos intrusivos com métodos U-Pb, Ar-Ar, Lu-Hf, e Sm-Nd do minério;
- realizar análises de $\Delta^{33}S$ e comparar com os valores de $\delta^{34}S$, visando estudar os processos de fracionamento independente de massas (MIF);
- caracterizar a alteração isotopicamente, com análises de O, H, Fe e Cu;
- caracterizar a natureza dos fluidos através de estudos de inclusões fluidas.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F.. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as releveções almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO; V. *et al*. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano:** Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 17-36.

AMES, D. E.; DAVISON, A.; WODICKA, N.. Geology of the Giant Sudbury Polymetallic Mining Camp, Ontario, Canada. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v. 103, n.5, p. 1057-1077, ago. 2008

ARNOLD, R. G.. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743°C. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v. 57, p. 72-90, 1962.

BARBOSA, J. S. F. & DOMINGUEZ, J. M. L. (Coords.). **Mapa geológico do estado da Bahia : texto explicativo**. Salvador: SGM, 1996. 382 p. il., 1 mapa color., escala 1:1.000.000. Convênio SICT/UFBA/SGM/FAPEX.

BARBOSA, J. S. F.. O embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: BARBOSA, J. S. F. & DOMINGUEZ, J. M. L. (Coords.). **Mapa geológico do estado da Bahia : texto explicativo**. Salvador: SGM, 1996. 382 p. il., 1 mapa color., escala 1:1.000.000. Convênio SICT/UFBA/SGM/FAPEX.

BARBOSA, J. S. F. & SABATÉ, P.. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 133, p. 1-27, 2004.

BARTON, M. D. & JOHSON, D. A.. Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) systems. **SEG 2004**: Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny. Special Publication 33, The University of Western Australia, p.112-116, 2004.

BASTIN, E. S.. **Interpretation of Ore Textures**. 1 ed. Baltimore (Maryland): Waverly Press, 1953. 142 p.

BASTRAKOV, E. N.; SKIRROW, R. G.; DAVIDSON, G. J.. Fluid Evolution and Origins of Iron Oxide Cu-Au Prospects in the Olympic Dam Dristict, Gawler Craton, South Australia. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.102, n.8, p. 1415-1440, dez. 2007

BIONDI, J. C.. **Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros**. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 528 p.

BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B.. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 104, p. 208-224, 1990.

BOER, R. H.; MEYER, F. M.; CAWTHORN, R. G.. Stable isotopic evidence for crustal contamination and desulfidation of the cupriferous Koperberg Suite, Namaqualand, South Africa. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n. 12, p. 2677-2687, 1994.

BRENNER, T.L. *et al*. The O'Toole Nickel Deposit, Morro do Ferro Greenstone Belt, Brazil. **Economic Geology**, v.85, n. 5, p.904-920, jun. 1990.

BROWN, A. C.. A process-based approach to estimating the copper derived from red beds in the Sediment-hosted Stratiform Copper deposit model. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v. 104, n.6, p.857-868, set. 2009.

CATHELINEAU, M.. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. **Clay Minerals**, v. 23, p. 471-485, 1988.

CHEN H. 2008. **The Marcona-Mina Justa district, southcentral Perú**: implications for the genesis and definition of the iron oxide-copper (-gold) ore deposit clan. PhD thesis, Department of Geological Sciences and Geological Engineering, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.

CLIFFORD, T. N. & BARTON, E. S.. The O'okiep Copper District, Namaqualand, South Africa: a review of the geology with emphasis on the petrogenesis of the cupriferous Kopeberg Suite. **Mineralium Deposita**, v. 47, p. 837-857, 2012.

CONCEIÇÃO H. & OTERO, O.M.F. 1996. **Magmatismo granítico e alcalino no estado da Bahia**: uma epítome do tema. Salvador, SGM, 152 p.

CORRÊA-GOMES L.C.; CONCEIÇÃO H.; ROSA M.L.S.; CONCEIÇÃO R.V.; OLIVEIRA, M.O.C.. Sienitos transamazônicos da borda Leste do Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil. Colocação em regime transpressivo ou transtensivo? In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. **Anais impressos**, p. 345-348.

CÔRREA-GOMES, L. C. *et al.*. Novos dados U/Pb para as idades dos protólitos e da colisão entre os Blocos Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá, Cráton do São Francisco, no centro-leste do estado da Bahia, Brasil. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, Santos, 2012. **Anais eletrônicos (CD-ROM),** Santos: SBG, 2012.

CORRIVEAU, L. Iron Oxide Copper-Gold (± Ag ± Nb ± P ± REE ± U) Deposits: A canadian persective. In: SGA, SMART SCIENCE, Townsville (Australia), 2009. **Anais eletrônicos**.

COWEN, R. **Essays on Geology, History and People**. Chapter 3: Fire and Metals: Copper. Abril de 1999. Disponível em: < http://mygeologypage.ucdavis.edu/cowen/~GEL115/115CH3.html > acessado em 01/11/2011

DANA, J. D.. **Manual de Mineralogia**. Revisão de Cornelius S. Hurbult, Jr. Tradução de Rui Ribeiro Franco. 1 ed. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e científicos Editora, 1983. 2 v. ilus.

DARE, S. A. S.. *et al*.. The Timing and Formation of Platinum-Group Minerals from the Creighton Ni-Cu-Platinum-Group Element Sulfide Deposit, Sudbury, Canada: Early Crystallization of PGE-Rich Sulfarsenides. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.105, n.6, p.1071-1096, set. 2010.

DAVIDSON, G. J. *et al.*. Characteristics and Origin of the Oak Dam East Breccia-Hosted Iron Oxide Cu-U-(Au) Deposit: Olympic Dam Region, Gawler Craton, South Australia. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v. 102, n. 8, p.1471-1498, dez. 2007.

D'EL-REY SILVA, L.J.H. 1984. **Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia, Brasil**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, 158 p.

D'EL-REY SILVA L.J.H. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia. **Geologia e Recursos Naturais do Estado da Bahia**, SME, Série Textos Básicos 6, 51–123. 1985

D'EL-REY SILVA L.J.H., *et al...* **Controle estrutural da mina de cobre Caraiba**: implicações na lavra e na tectônica das faixas móveis do Proterozóico Inferior. In: SBG, Cong. Bras. Geol, 35, Belém, Anais, v. 1, p. 16–29. 1988.

D'EL-REY SILVA L.J.H.; OLIVEIRA J.G.; LIMA E SILVA F.J**. The Mushroomshaped Caraíba and other Cu-sulphide deposits in the Curaçá Valley, Bahia, Brazil**. Caraíba Cu-deposit, Vale do Curaçá-Ba:Understanding the Structural Evolution of the Paleoproterozoic, Granulitic Ipirá-Curaçá Belt within the São Francisco Craton. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, Bol. Resumos Expandidos, vol. 2, pp. 175–177. 1994.

D'EL-REY SILVA L.J.H., OLIVEIRA J.G., GAÁL E.G. Implication of the Caraíba deposit's structural controls on the emplacement of the Cu-bearing hypersthenites of the Curaçá Valley, Bahia-Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26 p. 181–196. 1996

D'EL-REY SILVA, L.J.H.; OLIVEIRA, J.G. Geology of the Caraíba Mine and its surroundings in the Paleoproterozoic Curaçá Belt - Curaçá River Valley, Bahia, Brazil. *in* Silva, M.G.; Misi, A. (Orgs.). **Base Metal Deposits of Brazil**. p. 25-32. 1999.

DEER, W.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J.. **Rock forming minerais**. **Single-chain silicates.**. 1 ed. London: Longman, 1978. 2 v, 521 p.

DEER, W.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J.. **An introduction to the rock-forming minerals**. 2 ed. London: Longman, 1992. 696 p.

DREHER, A. M. *et al.*. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 43, p. 161-184, 2008.

EL DESOUKY, H. A. *et al.*. Postorogenic Origin of the Stratiform Cu Mineralization at Lufukwe, Lufilian Foreland, Democratic Republic of Congo. **Economic Geology**, v.103, n.3, p.555-582, maio. 2008.

ELDRIDGE, C. S.. Low sulphur isotope ratios; high gold values – a closer look at the Olympic Dam deposit via SHRIMP In: Geological Society of America, 1994, Annual Meeting, **Abstracts with Programs**, p. A: 498-A499.

ERDOSH, G.. 1962. **Sphalerite and pyrrhotite geothermometry of the New Calumet sulphide deposit**. Dissertação de Mestrado, Dept. of Geological Sciences, McGill University, Montreal, 78 p.

FRIETSCH, R.; BILLSTRÖM, K.; PERDAHL, J. A.. Sulphur isotopes in Lower Proterozoic iron and sulphide ores in northern Sweden. **Mineralium Deposita**, v. 30, p. 275-284, 1995.

GOOGLE MAPS. 2013. Gerenciador de mapas. **Acesso de Salvador ao distrito de Pilar**, **munícipio de Jaguarari**. Disponível em: < https://maps.google.com.br/> , acessado em 16 de fevereiro de 2013.

GORDON, R. B.; BERTRAM, M.; GRAEDEL, T. E.. **Metal stocks and sustainability**. PNAS, Washington: 2006.

GRAINGER, C. J. *et al*.. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. **Ore Geology Reviews**, v. 33, p.451-489, fev. 2008.

GROVES, D. I. *et al*.. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.105, n.3, p. 641-654, maio, 2010.

P. R. GUPTA.. Pyrrhotite geoterhometry and its application to the sulfide ores of the Mosaboni Mines, Singhbhum, Bihar, India. **Economic Geology**, Scientific Communications, p. 175-180, 1964.

HALL, J. M.; YANG, J.S.. A Preferred Environment of Preservation for Volcanic Massive Sulfide Deposits in the Troodos Ophiolite (Cyprus). **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v. 89, n. 6, p. 851-857, set. 1994.

HAND, M.; REID, A.; JAGODZINSKI, L.. Tectonic Framework and Evolution of the Gawler Craton, Southern Australia. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.102, n. 8, p. 1377-1395, dez. 2007

HATHAWAY, B.; HUDAK, G.; HAMILTON, M.A.. Geology setting of Volcano-Associated Massive Sulfide Deposits in the Kamiskotia Area, Abitibi Subprovince, Canada. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.103, n. 6, p.1185-1202, set. 2008.

HAYNES, D. W. *et al.*. Olympic Dam Ore Genesis: A Fluid-Mixing Model. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.90, n.2, p. 281-307, abr. 1995

HITZMAN, M. W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M.T.. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. **Precambrian Research**, n. 58, p. 241-287, 1992.

HITZMAN, M. W & VALENTA, R. K.. Uranium in Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) Systems. **Economic Geology**, v. 100, p. 1657-1661, 2005.

HOLLISTER, L. S. *et al.*. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. **American Mineralogist**, v. 72, p. 231-239, 1987.

HUNT, J. A.; BAKER, T.; THORKELSON, D. J.. A Review of Iron Oxide Copper-Gold Deposits, with Focus on the Wernecke Breccias, Yukon, Canada, as an Example of a Non-Magmatic End Member and Implications for IOCG Genesis and Classification. **Exploration and Mining Geology**, v. 16, n. 3-4, o. 209-232, 2007.

HUTCHINSON R.W.. Acceptance of the R.A.F. Penrose Gold Medal for 2004. **Economic Geology**, v. 100, p. 1277–1286. 2004.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 2006. Bases cartográficas. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br> acessado em 30 de junho de 2010.

JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M. J.. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. **Geology**, v. 17, p. 837-841, set. 1989.

KNUTSEN, J. *et al.*. Petrogenesis of copper-bearing breccia pipes, Redbank, Norhtern Territory, Australia. **Economic Geology**, v. 74, p. 814-826, 1979.

KOSIN, M. *et al*. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e Guia de Excursão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33 (Suplemento), p. 15-26. mar. 2003.

KRANIDIOTIS, P. & MACLEAN, W, H.. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. **Economic Geology**, v. 82, p. 1898-1911, 1987.

KRAUSKOPF, K. B.. **Introdução à Geoquímica**. Tradução de Michal Lando e Paulo S. C. Bogus. 1 ed. São Paulo: Editora Polígono, 1972. 2 v.

KRUGER, J. F. Filling the Bushveld Complex magma chamber: lateral expansion, roof and floor interaction, magmatic unconformities, and the formation of giant chromitite, PGE and Ti-V-magnetitite deposits. **Mineralium Deposita**, v. 40, p.451-472, nov. 2005.

LAMBERT, I. B.; SATO, T.. The Kuroko and Associated Ore Deposits of Japan: A Review of Their Features and Metallogenesis. **Economic Geology**, Littleton (Colorado) v. 69, n. 8, p. 1215-1236, dez. 1974

LAZNICKA, P. **Giant Metallic Deposits:** Future Sources of Industrial Metals. 1 ed. Berlim: Springer, 2006. 732 p.

LAZNICKA, P. **Giant Metallic Deposits:** Future Sources of Industrial Metals. 2 ed. Berlim: Springer, 2010. 961 p.

LEITE, C. M.. 2002. **Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas Regiões de Capim Grosso-Jacboina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil):** Metamorfismo, Anatexia Crustal e Tectônica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 412 p.

LEAKE, B. E.; GARDA, G. M.; ATENCIO, D.. Nomenclatura de anfibólios. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 3, p. 285-297, 1991.

LI, C. *et al.* Textural, mineralogical and stable isotopes studies of hydrothermal alteration in the main sulfide zone of the Great Dyke, Zimbabwe and the precious metals zone of the Sonju Lake Instrusion, Minnesota, USA. **Mineralium Deposita**, v. 43, p. 97-110, ago. 2007.

LI, C.; RIPLEY, E. M.; NALDRETT, A. J.. A New Genetic Model for the Giant Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits associated with the Siberian Flood Basalts. **Economic Geology**, v. 104, n.1, p.291-301, fev. 2009.

LIMA, T. M.. 1997. **Geologia, Estratigrafia e Petrologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 300 p.

LINDENMAYER, Z.G.. 1982. **Evolução geológica do vale do rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 140 p.

LINDENMAYER, Z.G.. 1990. **Salobo sequence, Carajás, Brazil**. Tese de Doutorado, University of Western Ontario (Canadá), 406 p.

LINHARES, P. S.. Modo de Ocorrência de Elementos Traço nos Materiais Naturais. **Projeto Geoquímica**. Série Didática. n. 1. Salvador: 1977.

MAIER, W. D.; GROVES, D. I.. Temporal and spatial controls on the formation of magmatic PGE and Ni-Cu deposits. **Mineralium Deposita**, 17p. maio. 2011

MARSCHIK, R. & FONTBOTÉ, L.. The Candelaria–Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. **Economic Geology**, v. 96, p. 1799-1826, 2001.

MASON, B. M.. **Princípios de Geoquímica**. Tradução de Rui Ribeiro Franco. 1 ed. São Paulo: Editora Polígono, 1971. 382 p.

MISI, A. *et al.*. Dados isotópicos de chumbo em sulfetos e a evolução metalogenética dos depósitos de zinco e chumbo das coberturas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 263-274, jun, 2004.

MISI, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (Coord.). **Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia**. 2 ed. Salvador: CBPM/SICM. 2008. 1 CD-ROM.

MISRA, K. C.. **Understanding Mineral Deposits**. 1 ed. Berlim: Springer, 1999. 845 p.

MONTEIRO, L. V. S. *et al.*. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. **Mineralium Deposita**, v. 43, p. 129-159, 2008.

MORIMOTO, N.; GARDA, G. M.; ATENCIO, D.. Nomenclatura de piroxênios. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n.1-4, mar/dez, 1990.

NIIRANEN, T.. **Iron Oxide-Copper-Gold Deposits in Finland**: case studies from Peräpohja schist belt and the Central Lapland greenstone belt. Dissertação acadêmica. University of Helsinki. Publications of the Department of Geology D6. Ylipistopaino, n.187, 2005

OLIVEIRA E.P. &TARNEY J. Genesis of the copper-rich Caraiba norite-hypersthenite complex, Brazil. **Mineralium Deposita**.,v. 30**.** p. 351-373. 1995.

OLIVEIRA, E. P. *et al.*. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogeny, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogeny parallel escape tectonics. **Precambrian Research**, v. 128, p. 143-165, 2004.

PENTEK, A. *et al.*. Footwall-type Cu-Ni-PGE Mineralization in the Broken Hammer Area, Wisner Township, North Range, Sudbury Structure. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.103, n.5, p.1005-1028, ago. 2008

PADILHA, A. V. & MELO, R. C.. Capítulo 8. Evolução Geológica. In: MELO, R. C. (Org.). **PLGB. Pintadas. Folha SC-24-Y-D-V.** Texto Explicativo. Escala 1:100.000. Brasília: DNPM, 1991. p. 129-157.

PERCHUK, L. L. *et al.*. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 3, p. 265-310, 1985.

RAO, K. K.. Geothermometric measurements of sulfide minerals, Mosabhoni Copper Mine, Singhbhum District, Bihar. **Economic Geology**, v. 59, p. 136-141, 1964.

RICHARD, L. R. 1995. **Minpet Software**. Mineralogical and Petrological data processing system. Versão 2.02. Copyright (1988-1995).

REQUIA, K & FONTBOTÉ, L.. The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, northern Brazil. In: PORTER, T. M. (ed.). **Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits:** A global perspective, Volume 1: Adelaide, Publishing, 2000, p. 225-236.

ROBB, L.. **Introduction to Ore-Forming Processes**. 1 ed. Oxford: Blackwell Science Ltd, 2005. 373 p.

ROCHA, A. M. R.. 1999. **Metassomatismo hidrotermal e controle da mineralização aurífera na área da Mina Futura, depósito de Caraíba, Bahia**. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 118 p.

SCHANDL, E. S.; GORTON, M. P.. Post ore mobilization of Rare Earth Elements at Kidd Creek and other archean massive sulfide deposits. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v. 86, n.7, p. 1546-1553, nov. 1991.

SCHMIDT, M. W.. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 110, p. 304-310, 1992.

SILLITOE, R. H.; PERELLÓ, J.; GARCIA, A.. Sulfide-bearing veinlets throughout the stratiform mineralization of the Central African Copperbelt: Temporal and Genetic Implications. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.105, n.8, p.1361-1368, dez. 2010.

SILVA, L. C. *et al.*. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: Intern. Simp. Granites and Assoc. Mineralizations, 2, Salvador, **Extended Abstracts**, p. 282, 283, 1997.

SILVA, L. C. *et al.*. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte I: Limite centro-oriental do Cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 501-512, 2002.

SILVA, L. C.. **Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros**. 1 ed. Brasília: Publicações especiais do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), n. 1, 2006, 147 p.

SKIRROW, R. G. *et al*.. Timing of Iron Oxide Cu-Au-(U) Hydrothermal Activity and Nd Isotope Constraints on Metal Sources in the Gawler Craton, South Australia. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v.102, n.8, p. 1441-1470, dez. 2007.

SONG, X. *et al.* Structural, lithological, and geochemical constraints on the dynamic magma plumbing system of the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, NW China. **Mineralium Deposita**, p. 1-21. jun. 2011.

STANCZAK, M.. A Brief History of Copper. **Discovery Guides**. CSA – Proquest. Outubro de 2005. Disponível em: <http://www.csa.com/discoveryguides/copper/overview.php> acessado em 25/10/2011

SOTO, J. I. & SOTO, V.. 1993. **PTMafic (v. 2.0):** Software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM or compatible computer. Computers & Geosciences, v. 21, 619-652.

TEIXEIRA, J. B. G. *et al*.. Depósitos de Cobre da região do Vale do Rio Curaçá Bahia. In: BRITO, R. S. C. de; SILVA, M. G. da; KUYUMIJAN, R. M.. **Modelos de Depósitos de Cobre no Brasil e sua resposta ao intemperismo**. São Paulo, CPRM, 2010.

TEIXEIRA L.R.. **O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador – Curaçá (Bahia, Brasil):** petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. 1997. 202. p. Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

TINDLE, A.. 2010. **Free Structural Formula Calculators** (In Excel Format). Disponível em <http://www.open.ac.uk/earthreasearch/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Micropobre-2.html> acessado em 20 de maio de 2013.

ULRICH, T. D. & CLARK, A. H.. The Candelaria copper-gold deposit, Region III, Chile: Paragenesis, geochronology, and fluid composition. In: STANLEY, C. J. *et al.* (eds.). **Mineral deposits:** Processes to processing. Volume 1: Proceedings of the 5th Biennial SGA Meeting and 10th Quadrennial IAGOD Symposium, London, UK, AA Balkema, Rotterdam, 1999, p. 201-204.

VAUGHAN, D. J. *et al*.. The Kupferschiefer: An Overview with an Appraisal of the Different Types of Mineralization. **Economic Geology**, v. 84, n.7, p. 1003-1027, out. 1989.

WALKER, R. R.. *et al.*. The Geology of Kidd Creek Mine. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v. 70, n.1, p.80-89, fev. 1975.

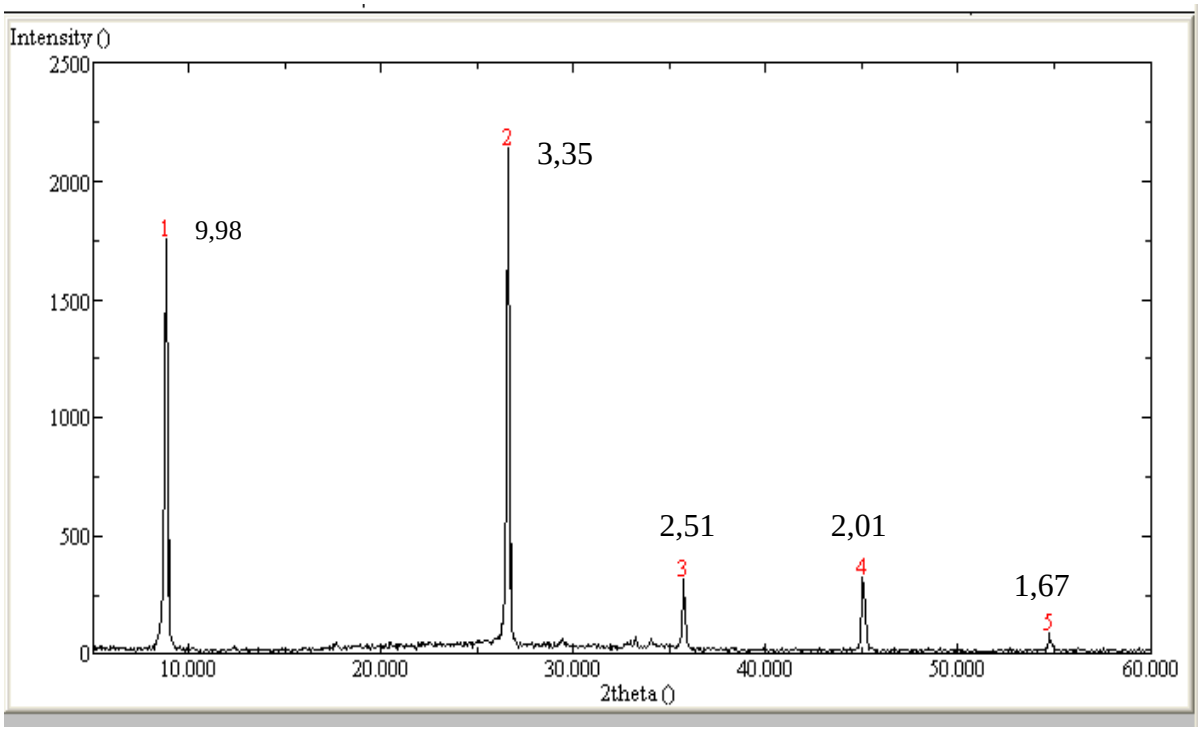
YAVUZ, F.. Evaluating micas in petrologic and metallogenetic aspect: Part II – Aplications using the computer program Mica. **Computers & Geosciences**, v. 29, p.1215-1228, jun. 2003.

ZANG, W. & FYFE, W. S.. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 30, p. 30-38, 1995.

ANEXOS

Difratometria de flogopita de Surubim.

FSBC-000 (78.98)/Pedro Garcia Mineral: Flogopita



Lab. Difratometria do
Instituto de Geociências – UFBA.
Jul/2013