



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

TESE DE DOUTORADO

**A PROVÍNCIA CUPRÍFERA DO NORDESTE MERIDIONAL:
EVOLUÇÃO DOS PROCESSOS E MODELOS
METALOGENÉTICOS**

PEDRO MACIEL DE PAULA GARCIA

SALVADOR

2017

**A PROVÍNCIA CUPRÍFERA DO NORDESTE MERIDIONAL:
EVOLUÇÃO DOS PROCESSOS E MODELOS
METALOGENÉTICOS**

PEDRO MACIEL DE PAULA GARCIA

Orientador: Prof. Dr. Aroldo Misi

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

SALVADOR

2017

Garcia, Pedro Maciel de Paula
A Província Cuprífera do Nordeste Meridional: Evolução dos
Processos e Modelos Metalogenéticos / Pedro Maciel de Paula
Garcia. -- Salvador, 2017.
320 f. : il

Orientador: Aroldo Misi.
Tese (Doutorado - Programa de Pós-graduação em Geologia) --
Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, 2017.

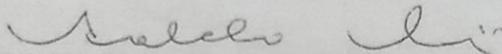
1. Cobre. 2. Geologia Econômica. 3. Geotectônica. 4. Cráton
do São Francisco. 5. Terrenos Metamórficos de Alto Grau. I.
Misi, Aroldo.

PEDRO MACIEL DE PAULA GARCIA

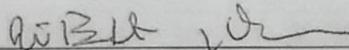
**“A PROVÍNCIA CUPRÍFERA DO NORDESTE
MERIDIONAL: EVOLUÇÃO DOS PROCESSOS E
MODELOS METALOGENÉTICOS”**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Doutor em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral, em 22/09/2017.

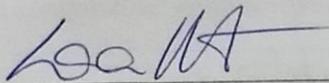
TESE APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



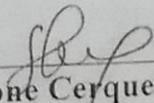
Dr. Aroldo Misi
Orientador – UFBA



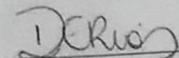
Dr. João Batista Guimarães Teixeira
Examinador Externo – Consultor



Dra. Lena Virginia Soares Monteiro
Examinadora Externa – USP



Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz (UFBA)
Examinadora Interna – UFBA



Dra. Débora Correia Rios
Examinadora Interna – UFBA

Salvador – BA
2017

*Ao meu orientador, Prof. Aroldo Misi,
exemplo como cientista e ser humano, dono de
um otimismo invejável.*

AGRADECIMENTOS

À minha amada esposa, Carol.

À minha família.

Aos meus orientadores (mestres e amigos), professores Aroldo Misi e Haroldo Sá.

Ao meu pai, que me inspirou a seguir na geologia, e sempre será uma grande referência como geólogo e ser humano.

Ao meu irmão (Leo) pela ajuda com as figuras.

Aos meus colegas do Grupo de Metalogênese e Exploração Mineral (IGeo/UFBA).

Ao professor e amigo João Batista Teixeira pelo incentivo e pelas preciosas discussões.

Ao geólogo/geofísico e amigo Florivaldo Sena, pela ajuda com geofísica e companhia em campo.

Ao professor T. Kurt Kyser (*in memoriam*), da Queen's University, pelo apoio com as análises de isótopos estáveis.

Ao colega e amigo José Diógenes Torres pela ajuda com o GCDKit. Ao colega e amigo Daniel Rodrigues pela ajuda com a editoração das tabelas.

À CBPM, especialmente aos governadores Wagner e Rui, pelo apoio logístico e financeiro.

Aos colegas e amigos da CBPM, Eduardo Carrilho e Bruno Ribeiro pela ajuda com a cartografia, geoquímica e discussões tectônicas sobre o Rio Salitre. Aos motoristas da CBPM, José Roberto e Joel, grandes companhias nas viagens de campo.

À CPRM de Salvador (SUREG/SA), especialmente a Cristina Burgos, pelo apoio na parte de laminação e preparação de zircões, e a Léo Teixeira pela cessão dos dados litogeoquímicos.

Aos colegas Márcio e Brasileiro da Petrobrás (UN-BA), pelo apoio na parte de laminação.

Ao CNPq, especialmente aos presidentes Lula e Dilma, pela bolsa e taxa de bancada Ciência Sem Fronteiras (n. 207718/2014-8).

Ao Programa de Pós-Graduação e à Graduação em Geologia da UFBA por proporcionarem a minha formação como geólogo.

À Mineração Vale Verde Ltda. (Aura Minerals Inc.), especialmente ao geólogo Guilherme Canedo, pelo acesso à sondagem e aos dados geoquímicos.

À Mineração São Francisco Ltda./Pedreira Petrolina, especialmente aos geólogos e amigos Wellington Nobreza e Marcelo Rocha, pela cessão dos dados de Riacho Seco.

À Ferbasa, especialmente aos geólogos e amigos Waldé, Eraldo e Jaime, pelo apoio logístico e em campo.

À Mineração Caraíba S.A. pelo acesso às minas e aos testemunhos de sondagem do Vale do Curaçá.

RESUMO

Depósitos cupríferos que abrigam importantes reservas são encontrados nos estados da Bahia e Alagoas, nordeste da Brasil. Estas jazidas, hospedadas por rochas máfico-ultramáficas em terrenos de alto grau, foram submetidas a deformações e processos hidrotermais entre o Neoarqueano e o Neoproterozoico. O Distrito Cuprífero do Vale do Curaçá (DVC) e o depósito de cobre de Riacho Seco (DRS), ambos na região nordeste da Bahia, juntamente com o depósito de Serrote da Laje (SLJE – Arapiraca, Alagoas) compõem a Província Cuprífera do Nordeste Meridional (PCNEM). A presente tese apresenta um modelo tectônico-metalogenético integrado da região nordeste do Cráton do São Francisco (CSF) e suas faixas marginais, à luz de novos dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos dos depósitos da PCNEM e das ocorrências de cobre do nordeste baiano. Foram visitadas mais de uma centena de ocorrências cadastradas à época, além de novos registros adicionados à esta relação. As áreas visitadas no Bloco Serrinha foram consideradas as mais promissoras para a descoberta de novas mineralizações de cobre, especialmente na região de Uauá (Rio Capim), devido à associação hidrotermalismo-rochas máficas observada em um depósito de malaquita de pequeno porte. As áreas estudadas no Bloco Gavião Norte, Rio Salitre e Serra de Jacobina, apresentam menor favorabilidade para mineralizações de cobre. Idades U-Pb inéditas e isótopos Lu-Hf, integrados a dados litogeoquímicos, indicam um riftemento riaciano no Rio Salitre (U-Pb em metarriolito: $2161,1 \pm 4$ Ma) e confirmam uma colocação orosiriana do Granito de Campo Formoso (2073 ± 10 Ma). As mineralizações de calcopirita e bornita do DVC são hospedadas por corpos piroxeníticos e noríticos colocados em zonas de cisalhamento N-S e NNW-SSE, que cortam ortognaisses. Esses litotipos, neoarqueanos, são intrudidos por intrusões ultramáficas e granitoides de composição diversas, de idade orosiriana. Esta tese registrou a presença de magmatismo piroxenítico ($2056 \pm 9,2$ Ma) e granítico ($2044,4 \pm 2,5$ Ma) pós orogênicos no Vale do Curaçá. Zonas de alteração ricas em plagioclásio, microclina e biotita-flogopita foram descritas, estas últimas, restritas aos corpos máfico-ultramáficos, estão associadas a relevantes concentrações de sulfetos de Cu e magnetita hidrotermais. Análises litogeoquímicas e isotópicas Sm-Nd indicam mobilidade nos ETRL, associada às alterações com plagioclásio e biotita-flogopita. Isótopos estáveis – $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{56}\text{Fe}$ e $\delta^{65}\text{Cu}$ – confirmam a natureza magmático-metamórfica dos fluidos que reconcentraram e foram responsáveis por novas mineralizações no DVC. Dados U-Pb e Lu-Hf indicam uma história polifásica, desenvolvida no Neoarqueano (2634 ± 48 Ma), Paleoproterozoico (2037 ± 14 Ma) e Neoproterozoico (600 ± 18 Ma) para os depósitos de Riacho Seco. As mineralizações no DRS ocorrem como disseminações de calcopirita e bornita em anfibolitos, localmente alterados à biotita. Mineralizações de Fe-V e Cu ortomagmáticos, com remobilizações hidrotermais de Cu-Au em dois estágios, são descritos na intrusão estratiforme de SLJE. Com uma paragênese metamórfica de alto grau, as remobilizações de calcopirita, bornita e calcocita estão associadas a zonas de alteração hidrotermal com hornblenda, biotita ou veios de quartzo. O modelo tectônico-metalogenético proposto, integrando todas as áreas estudadas, salienta a importância dos eventos metalogenéticos neoarqueanos e paleoproterozoicos, e da deformação Brasiliana na gênese e configuração atual dos depósitos e ocorrências estudados.

Palavras-chave: Província Cuprífera. Metalogenia Regional. Cráton do São Francisco. Geocronologia. Isótopos Estáveis.

ABSTRACT

Copper deposits found in the Bahia and Alagoas states, northeastern Brazil, hold significant reserves. They are hosted by mafic-ultramafic rocks in high grade terranes, which underwent hydrothermal and deformational processes between the Neoproterozoic and the Neoproterozoic. The Curaçá Valley Copper District (CVD) and the Riacho Seco Deposit (RSD), both located in the northeast Bahia, together with the Serrote da Laje deposit (SLJE – Arapiraca, Alagoas), define the Southern Northeast Copper Province (SNECP). This thesis presents an integrated tectonic-metallogenetic model for the northeastern São Francisco Craton (SFC) and its marginal mobile belts, based on new geochemical, geochronological, and isotopic data of the SNECP deposits and the copper occurrences of the northeastern region of Bahia. More than one hundred occurrences, known at the time, have been visited, and new locals were reported with copper minerals. Regarding the discover of unreported copper mineralizations, Serrinha Block areas are considered the promising ones. Specially the Rio Capim malachite deposit, at the Uauá region, where the hydrothermalism-mafic rocks relation was observed. The northern Gavião Block studied areas – Rio Salitre and Serra de Jacobina – show less favourability for copper mineralizations. New U-Pb geochronology and Lu-Hf data, integrated to lithochemical, indicate a Rhyacian rifting at the Rio Salitre region (U-Pb metarhyolite: 2161.1 ± 4 Ma), and confirm an Orosirian emplacement of the Campo Formoso Granite (2073 ± 10 Ma). The chalcopyrite-bornite ore of the CVD is hosted by pyroxenitic and noritic bodies, emplaced in N-S and NNW-SSE shear zones, cross-cutting orthogneisses. Orosirian ultramafic and granitoid intrusions cut these Neoproterozoic lithotypes. This thesis has registered post-orogenic pyroxenitic (2056 ± 9.2 Ma) and granitic (2044.4 ± 2.5 Ma) magmatism at the Curaçá Valley. Plagioclase-, microcline-, and biotite-phlogopite-rich hydrothermal alteration zones were described, the last one is restricted to the mafic-ultramafic bodies, as well as related to important hydrothermal copper sulfide and magnetite concentrations. Lithochemical and Sm-Nd isotopic analyses point to LREE mobility, associated to plagioclase and biotite-phlogopite-rich alterations. The magmatic-metamorphic feature of the hydrothermal fluids was confirmed by stable isotopes data – $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{56}\text{Fe}$, and $\delta^{65}\text{Cu}$. These fluids were responsible for remobilizing and building new copper mineralizations at the CVD. The Riacho Seco deposit display a polyphasic history, developed from the Neoproterozoic (2634 ± 48 Ma) and Paleoproterozoic (2037 ± 14 Ma) to the Neoproterozoic (600 ± 18 Ma). Chalcopyrite and bornite disseminated mineralization is hosted by, in places biotite-altered, amphibolite bodies at the RSD. Orthomagmatic Fe-V and Cu ore, with two-stage hydrothermally remobilized Cu-Au mineralizations occur in the stratiform ultramafic intrusion of SLJE. Chalcopyrite, bornite, and chalcocite remobilizations are related to hornblende, biotite, and quartz-rich alteration zones, which cross-cut high-grade metamorphic parageneses. The tectonic-metallogenetic model, including the all the studied areas, emphasizes the importance of Neoproterozoic and Paleoproterozoic metallogenetic events, superposed by the Brasiliano deformation on the genesis and final configuration of the studied deposits and occurrences.

Keywords: Copper Province. Regional Metallogeny. São Francisco Craton. Geochronology. Stable Isotope Geochemistry.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa de situação da área de estudo: a) Contorno do Brasil, da Bahia do Cráton do São Francisco; b) Contorno dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas com principais unidades tectônicas, a quadrícula delimita a área de “c”); c) Localização dos depósitos estudados de acordo com os limites dos compartimentos tectônicos. Os depósitos estudados na Serra de Jacobina e no Bloco Serrinha são homônimos aos respectivos domínios.....28
- Figura 2: Panorama econômico do cobre no Brasil, no início do século XXI: a) gráfico em pizza classificando reservas de cobre (em US\$/tonelada) por estados brasileiros, conhecidas até o ano de 2011; b) gráfico em barras comparando as produções brasileira e mundial de cobre (em mil toneladas), entre os anos de 2000 e 2010.30
- Figura 3: Gráfico em linhas com preço, estoques e consumo mundiais de cobre entre janeiro de 2001 e julho de 2016 (milhares de toneladas e centavo de dólar/libra – 0,453 kg).31
- Figura 4: Diagrama de dispersão do consumo de cobre refinado em 2015, de acordo com o PIB per capita.....31
- Figura 5: Mapa do Brasil mostrando a distribuição dos principais depósitos e minas de cobre do país, com destaque aos depósitos do Vale do Curaçá e Serrote da Laje, objetos do presente estudo. Áreas potenciais para ocorrência de pórfiros de Cu, de Cu–Mo e de Cu–Au do: (A) e (B) Paleoproterozoico, bem preservados, cálcio-alcalinos e alcalinos; (C) Neoproterozoico, metamorfisados; (D) Mesoproterozoico e do Neoproterozoico, metamorfisados; (E) Eopaleozoico, alcalinos; e depósitos IOCG do: (F) Neoproterozoico e Eopaleozoico.....33
- Figura 6: Fluxograma dos métodos utilizados no desenvolvimento da pesquisa sintetizada na presente tese.....37
- Figura 7: Mapa geológico simplificado (por eras) do Estado da Bahia, onde estão delimitados os blocos que compõem o embasamento do Cráton do São Francisco.50
- Figura 8: Posição postulada dos Blocos Gavião, Jequié e Serrinha durante e orogênese orosiriana-riaciana, responsável pela edificação do OISC.51
- Figura 9: Mapa geológico simplificado, contendo as principais unidades do núcleo (bloco) Serrinha.....60
- Figura 10: Mapa geológico do segmento norte do OISC.64
- Figura 11: Domínios litoestratigráficos do subdomínio meridional da Província Borborema, com destaque os depósitos de Riacho Seco e Serrote da Laje, estudados na presente tese.68
- Figura 12: Mapa de eras geológicas do Estado da Bahia, com ocorrências de minerais de cobre. Em destaque a área da Província cuprífera do Nordeste da Bahia e a área da Figura 13.....72
- Figura 13: A província cuprífera do Vale do Curaçá e as ocorrências de cobre da região nordeste da Bahia.74
- Figura 14: Mapa geológico da região nordeste do estado da Bahia, com destaque as ocorrências de cobre e as subprovíncias, delimitadas por critérios litoestratigráficos.75
- Figura 15: Depósitos cupríferos e ocorrências estudados sobre base geológica simplificada. a) Contorno dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas com principais unidades tectônicas. A quadrícula delimita a área de “b”); b) Localização dos depósitos e ocorrências estudados sobre base geológica simplificada, de acordo com os limites dos compartimentos tectônicos. Constam as principais estruturas associadas a unidades litoestratigráficas agrupadas por eras geológicas.

Os depósitos estudados na Serra de Jacobina e no Bloco Serrinha são homônimos aos respectivos domínios tectônicos.....	77
Figura 16: Geologia do depósito de cobre do Rio Capim (Uauá). a) Contornos dos blocos componentes do embasamento do Cráton do São Francisco no estado da Bahia, com destaque à folha Uauá; b) Recorte do mapa geológico da folha Uauá (PINHO et al., 2015); c) Seção geológica representativa do depósito de cobre do Rio Capim.....	80
Figura 17: Mapa geológico da região da Serra de Jacobina (modificado de MASCARENHAS et al., 1998).....	87
Figura 18: Seção geológica da região norte da Serra de Jacobina, com ocorrências de cobre associadas.	88
Figura 19: Gráficos de Elementos Terras Raras (“a”, segundo NAKAMURA, 1974) e multielementar para elementos imóveis (“b”, segundo PEARCE, 2014, modificado de SUN & MCDONOUGH, 1989) para metabasaltos da extensão norte da Serra de Jacobina. Análises dos metabasaltos da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre (SOUZA et al., 2015) plotados a título de comparação.....	93
Figura 20: Diagramas de ambiência tectônica Zr-Ti (PEARCE, 1982) e Nb/Yb-TiO ₂ /Yb (PEARCE, 2008). Amostras da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre (SOUZA et al., 2015) plotadas, visando à integração regional.....	94
Figura 21: Diagrama de classificação de granitos A/NK versus A/CNK (SHAND, 1943) para os leucogranitos da Serra de Jacobina. Amostras do Granito de Campo Formoso de Cuney et al. (1990) plotadas para comparação.	94
Figura 22: Gráficos de Elementos Terras Raras (“a”, segundo NAKAMURA, 1974) e multielementar (“b”, segundo MCDONOUGH & SUN, 1995) para os leucogranitos da Serra de Jacobina. Análises do Granito de Campo Formoso de Cuney et al. (1990) constam no gráfico, como referência.	95
Figura 23: Diagramas de discriminação tectônica baseados em elementos traço, segundo Pearce et al. (1984), para os leucogranitos da Serra de Jacobina.....	96
Figura 24: Distribuição dos teores de Cu (em ppm) em diferentes litotipos da Serra de Jacobina. “Média Complexo Itapicuru” refere-se a análises em metapelitos desta unidade. O teor médio de cobre nos basaltos, segundo Robb (2005), foi plotado como referência.	96
Figura 25: Diagrama de concórdia para a amostra PG-19-B, do Granito de Campo Formoso, obtida por análises do método U-Pb LA-ICP-MS.....	98
Figura 26: Diagrama de idades T _{DM} e razões isotópicas Lu-Hf para a amostra PG-19-B, do Granito de Campo Formoso.	98
Figura 27: Mapa Geológico do Vale do Rio Salitre.	102
Figura 28: Seção geológica regional (A-A') na Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre.	103
Figura 29: Geologia do depósito de pirita-pirrotita do Rio Salitre. a) Recorte do Mapa Integrado dos Alvos Noroeste, 6, 8 e 9 do depósito de sulfetos do Rio Salitre (SOUZA et al., 2015). b) Seção interpretada de furos de sondagem do depósito de pirita e pirrotita.	105
Figura 30: Gráficos de análises litogeoquímicas de rochas metavulcânicas máficas da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre.	108
Figura 31: Gráficos de classificação tectônica, segundo Winchester & Floyd (1977) para rochas metavulcânicas félsicas do Complexo Rio Salitre.....	109

Figura 32: Diagramas de discriminação tectônica baseados em elementos traço, segundo Pearce et al. (1984), para rochas metavulcânicas félsicas da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre.	109
Figura 33: Distribuição de cobre (em ppm) nos litotipos do Sequência Rio Salitre. Teores médios em basaltos e riolitos, segundo Robb (2005), estão plotados como referência.	110
Figura 34: Diagramas de isócronas obtidas por análises U-Pb SHRIMP em zircões da amostra PG-79-C, de metarriolito do Complexo Rio Salitre. a) diagrama com todos os pontos; b) diagrama sem os pontos com alto Pb.	112
Figura 35: Gráfico com idades TDM e razões isotópicas Lu-Hf da amostra PG-79-C, de metarriolito do Complexo Rio Salitre.	112
Figura 36: Contexto Geológico do Vale do Curaçá. a) Mapa de localização; b) Recorte do Mapa Geológico da Folha Pinhões (SOBRINHO et al., 2015); c) Seção geológica na latitude da Mina Caraíba.	120
Figura 37: Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá, mostrando a localização dos alvos Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana.	122
Figura 38: Modelo estrutural proposto por D'el-Rey Silva et al. (1996).	124
Figura 39: Mapa aeromagnético de sinal analítico, salientando as principais feições estruturais do Vale do Curaçá.	127
Figura 40: Gráfico Al_2O_3 versus MgO , proposto por Maier & Barnes (1999) para rochas do Vale do Curaçá, Medrado (Vale do Jacurici; OLIVEIRA et al., 2004b) e O'okiep (África do Sul; MAIER et al., 2013).	134
Figura 41: Diagramas multielementares para amostras do Vale do Curaçá. a) Diagrama de Elementos Terras Raras normalizado para o condrito (NAKAMURA, 1974); b) Diagrama multielementar de elementos imóveis normalizados para o N-MORB (PEARCE et al., 2014 modificado a partir de MCDONOUGH & SUN, 1995).	136
Figura 42: Concórdias U-Pb SHRIMP do piroxenito mais novo da Caraíba (Baraúnas; “a”), que trunca a zona de mineralização principal, e de granito da mesma mina (“b”).	140
Figura 43: Diagramas de idades T_{DM} e razões isotópicas Lu-Hf para amostras de quartzo microclina metassomatitos datadas por Garcia (2013).	141
Figura 44: Diagramas de idades TDM e razões isotópicas Lu-Hf para metagabro e metanorito da Mina Surubim, datados por Garcia (2013).	142
Figura 45: Diagramas de idades TDM e razões isotópicas Lu-Hf para o Piroxenito Baraúnas e Granito da Mina Caraíba, datados no presente trabalho.	143
Figura 46: Comparação $\epsilon_{Hf}(T_1)$ versus idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ de zircões das minas Caraíba e Surubim.	144
Figura 47: Bloco diagrama salientando as principais estruturas e os grandes conjuntos litológicos do Vale do Curaçá.	147
Figura 48: Gráfico comparativo com as idades U-Pb SHRIMP para amostras do Vale do Curaçá. Contém dados disponíveis na literatura (SILVA et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2004b; GARCIA, 2013) e inéditos adicionados pela presente pesquisa.	148
Figura 49: Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá, mostrando as áreas de ocorrência dos corpos máfico-ultramáficos.	151

Figura 50: Diagramas de classificação de micas ferromagnesianas com amostras do Vale do Curaçá, segundo Foster (1960; a) e Deer et al. (1978; b). Constam os campos das análises dos depósitos de Caraíba, Surubim e Vermelhos feitas por Garcia (2013).	165
Figura 51: Gráfico F por Na ₂ O (%) para apatitas do Vale do Curaçá comparadas com análises de Roeder et al. (1987).	166
Figura 52: Diagramas do tipo Harker de sílica versus elementos maiores e Cu, para litotipos máfico-ultramáficos e diferentes tipos de alteração descritos nos depósitos do Vale do Curaçá.	168
Figura 53: Diagramas tipo Harker de Cu por elementos maiores e Ni para rochas máfico-ultramáficas e diferentes tipos de alteração descritos nos depósitos do Vale do Curaçá.	169
Figura 54: Diagramas de Elementos Terras Raras normalizados para condrito, segundo Nakamura (1974), para gnaisses do Complexo Caraíba (TEIXEIRA, 1997), litotipos máfico-ultramáficos e alterações observadas no Vale do Curaçá. a) alteração ao diopsídio-anfibólio; b) alteração ao plagioclásio; c) alteração à microclina; d) alteração à flogopita-biotita.	170
Figura 55: Diagramas multielementares normalizados para N-MORB (PEARCE, 2014 modificado a partir de SUN & MCDONOUGH, 1989) ortognaisses do Complexo Caraíba (TEIXEIRA, 1997), e alterações descritas no Vale do Curaçá: a) alteração ao diopsídio-anfibólio; b) alteração ao plagioclásio; c) alteração à microclina; d) alteração à flogopita-biotita.	171
Figura 56: Comparação entre os padrões de ETR e elementos traço para alterações dos depósitos do Vale do Curaçá. a) diagrama de Elementos Terras Raras normalizado para condrito (NAKAMURA, 1974); b) diagrama multielementar para elementos imóveis normalizado para N-MORB (PEARCE, 2014, modificado a partir de SUN & MCDONOUGH, 1989)	172
Figura 57: Comparação $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus idade TDM para litotipos das minas Caraíba, Sussuarana e Surubim. Análises de Norito de Oliveira (2004b) plotada como referência.	174
Figura 58: Cálculo da razão isotópica $\delta^{34}\text{S}$	177
Figura 59: Razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ para os Depósitos do Vale do Curaçá.	180
Figura 60: Resultados de isótopos de oxigênio em diversos minerais da paragênese de alteração dos depósitos do Vale do Curaçá.....	182
Figura 61: Dados de isótopos estáveis de H e O para flogopitas/biotitas de amostras do Vale do Curaçá, comparado com campos delimitados por fluidos de origens diversas. Modificado de Misra (1999), a partir de dados de Taylor (1974), White (1974) e Sheppard (1986).....	183
Figura 62: Comparação de valores de $\delta^{56}\text{Fe}$ de calcopiritas do Vale do Curaçá com diferentes reservatórios.....	185
Figura 63: Resultados $\delta^{57}\text{Fe}$ de calcopiritas do Vale do Curaçá comparadas a diferentes reservatórios.....	186
Figura 64: Diagrama de razões isotópicas $\delta^{57}\text{Fe}$ versus $\delta^{34}\text{S}$ para calcopiritas dos depósitos de Vermelhos e Sussuarana. Limites dos campos definidos a partir dos dados de Rouxel et al. (2003).	186
Figura 65: Geologia regional do Depósito de Riacho Seco. a) Mapa de localização; b) Mapa aerogeofísico de sinal analítico com principais estruturas (linhas pretas) e domínios magnéticos (traçados brancos); c) Recorte do mapa geológico da Folha Aracaju NW (ANGELIM & KOSIN, 2001).....	191

Figura 66: Modelo de evolução estrutural para anfibolitos mineralizados do depósito de Riacho Seco.	194
Figura 67: Mapa geológico dos depósitos cupríferos de Riacho Seco (Curaçá, Bahia), contendo dados de furos de sondagem e teores de cobre.	196
Figura 68: Mapa geológico de detalhe dos alvos Lagoa do Massapê e Lagoa Pequena Norte.	200
Figura 69: Seções geológicas interpretadas do alvo Lagoa do Massapê, Depósito de Riacho Seco, a partir de furos de sondagem, dados de trincheiras e afloramentos.	201
Figura 70: Diagrama de classificação de anfibólitos (segundo LEAKE et al., 1997) para amostras do Depósito de Riacho Seco. Análises de anfibólitos da Mina Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.	204
Figura 71: Diagramas de classificação das micas do depósito de Riacho Seco, segundo Foster (1960; a) e Deer et al. (1978; b). Constam os campos das análises dos depósitos de Caraíba, Surubim e Vermelhos feitas por Garcia (2013).	205
Figura 72: Diagramas multielementares de calcófilos para as médias das calcopiritas do depósito de Riacho Seco. Análises de calcopiritas magmática e hidrotermal da Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.	207
Figura 73: Diagramas multielementares de calcófilos para as médias das bornitas do depósito de Riacho Seco. Análises de bornitas magmática e hidrotermal da Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.	208
Figura 74: Isócrona obtida com análises U-Pb SHRIMP em zircões da amostra PG-95-I, anfibolito do garimpo Jacu, na região de Riacho Seco.	210
Figura 75: Diagrama de concórdia para a amostra PG-94-B, obtido a partir de análises U-Pb LA-ICP-MS anfibolito do garimpo Lagoa do Massapê, Riacho Seco.	210
Figura 76: Diagramas com idades TDM e razões isotópicas Lu-Hf nos zircões analisados das amostras PG-95-I (anfibolito do garimpo Jacu). e PG-94-B (anfibolito do garimpo Lagoa do Massapê).	211
Figura 77: Mapa geológico da parte central do estado do Alagoas, mostrando a localização dos depósitos do Serrote da Laje e Caboclo.	216
Figura 78: Mapa geológico do depósito de Serrote da Laje. A quadrícula mostra o mapa de sinal analítico (SA) da área mapeada. É possível notar a correspondência da intrusão máfico-ultramáfica com os domínios com alto valor de Sinal Analítico (AS).	218
Figura 79: Seção E-W do depósito de Serrote da Laje, contendo os teores de Cu dos furos de sondagem.	219
Figura 80: Diagrama de classificação de anfibólitos (segundo LEAKE et al., 1997) para amostras do Depósito de Serrote da Laje.	230
Figura 81: Diagramas de classificação das micas do depósito de Serrote da Laje segundo Foster (1960; a) e Deer et al. (1978; b). Constam os campos das análises dos depósitos de Caraíba, Surubim e Vermelhos feitas por Garcia (2013).	233
Figura 82: Diagramas multielementares de óxidos de elementos maiores e menores de granadas do depósito de Serrote da Laje. Amostra de Surubim (Vale do Curaçá; GARCIA, 2013) disposta como comparação.	234

Figura 83: Diagramas multielementares de óxidos de elementos menores de magnetitas (a), cromitas (b), ilmenitas (c) e hercinitas (d) do depósito de Serrote da Laje. Análises dos depósitos do Vale do Curaçá (GARCIA, 2013) estão dispostas à critério de comparação.	237
Figura 84: Diagramas multielementares de calcófilos para as médias das calcopiritas do depósito de Serrote da Laje. Análises de calcopiritas magmática e hidrotermal da Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.....	239
Figura 85: Diagramas multielementares de calcófilos para as médias das bornitas e calcocita (231,50-Cc) do depósito de Serrote da Laje. Análises de bornitas magmática e hidrotermal da Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.	240
Figura 86: Comparação entre alterações observadas e dados geoquímicos do furo AR-SLJE-0293 do depósito de Cu-Au-Fe-(V) de Serrote da Laje, Arapiraca (Alagoas).	242
Figura 87: Diagrama de evolução paragenética e mineralizações associadas para o depósito de Serrote da Laje.....	246
Figura 88: Contornos dos domínios magnéticos (linhas brancas) e estruturas (linhas pretas) na região nordeste do estado da Bahia, sobre mapa de sinal analítico (aeromagnético).....	249
Figura 89: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo entre o Paleo- e o Mesozoarqueano.....	254
Figura 90: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo entre o Neozarqueano e o início do Paleoproterozoico.	255
Figura 91: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo entre o Riáciano e o Orosiriano, ao final do Paleoproterozoico.	256
Figura 92: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo ao final do Mesoproterozoico (Steniano).	257
Figura 93: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo no Neoproterozoico (Criogeniano).....	258
Figura 94: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo ao final do Neoproterozoico (Criogeniano-Ediacarano).	259
Figura 95: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo no Cretáceo.	260
Figura 96: Novo contorno da PCNEBA, no contexto do Mapa Metalogenético do Estado da Bahia de 2017.	267

LISTA DE FOTOGRAFIAS

- Fotografia 1: Bloco de cobre supostamente encontrado em Cachoeira em 1782. Atualmente se encontra no Museu de História Natural de Lisboa. 27
- Fotografia 2: Afloramento de metagabro hospedeiro das mineralizações cupríferas do Rio Capim (Uauá). No canto esquerdo é possível notar alteração potássica pervasiva e em veios. 81
- Fotografia 3: Aspectos macroscópicos de metagabros, hospedeiros das mineralizações do Rio Capim. a) metagabro cortado por vênula de quartzo; b) disseminações de calcopirita e calcocita (círculos vermelhos) em metagabro; c) vênulas de microclina-epídoto e quartzo em metagabro anfibolitizado. 81
- Fotografia 4: Feições de alteração hidrotermal em rochas metamáficas intemperizadas do depósito do Rio Capim. a) Contato entre alteração a k-feldspato e rocha metamáfica cloritizada; b) brecha hidrotermal a k-feldspato, clorita e epídoto; c) brecha hidrotermal com k-feldspato, quartzo e malaquita. 82
- Fotografia 5: Aspectos da mineralização oxidada do depósito do Rio Capim. a) bolsões de malaquita em brecha hidrotermal rica em quartzo; b) azurita e malaquita em metamáfica cloritizada. 82
- Fotografia 6: Ocorrências de sulfetos em litotipos do Vale do Jacurici. a) sulfetos oxidados em litotipo máfico alterado a epídoto e k-feldspato; b) calcopirita e pirrotita associados a bolsão de quartzo e k-feldspato em piroxenito fino. 83
- Fotografia 7: Concentrações de calcopirita nos granitoides do Bloco Serrinha: a) pegmatito do Granitoide de Cansação; b) associada a biotita no Granitoide de Pedra Vermelha. 84
- Fotografia 8: Corpo de piroxenito, descrito próximo à Quijingue: a) afloramento de piroxenito em um vale; b) característica macroscópica de piroxenito, exibindo textura fanerítica grossa e coloração acinzentada. 85
- Fotografia 9: Gossans e formação ferrífera encontrados na zona rural de Monte Santo: a) cavidades e box-works centímetros em gossan; b) gossan com veios de quartzo preservados, box-works e óxidos de manganês; c) estrutura brechada e veio de quartzo; d) formação ferrífera com cerussita nas bandas ricas em magnetita. 85
- Fotografia 10: Ocorrência de calcopirita em metabasalto da Serra de Jacobina: a) afloramento de metabasalto; b) disseminação de calcopirita em amostra de mão de metabasalto. 89
- Fotografia 11: Ocorrências de pirita em litotipos da Serra de Jacobina: a) bolsão de pirita oxidada em veio de quartzo cortando metabasaltos; b) disseminações de pirita e metachert. . 89
- Fotografia 12: Aspectos de campo e ocorrência de malaquita em leucogranitos da Serra de Jacobina: a) fácies acinzentada do Granito de Campo Formoso, amostrada para geocronologia; malaquita e óxidos de manganês em acumulados em fratura do Granito de Jaguarari. 90
- Fotografia 13 Litotipos do Complexo Rio Salitre: a) afloramento de metabasalto na margem da BA-210; b) mármore dolomítico com pirita e calcopirita disseminadas no alvo 2, da CBPM. 104
- Fotografia 14: Metarriolito do Complexo Rio Salitre: a) afloramento na margem da BA-210; b) detalhe metarriolito, exibindo foliação marcada pela biotita e blastopórfiros de quartzo. Amostra coletada para datação. 104

Fotografia 15: Feições de alteração no Complexo Rio Salitre. a) tremolita mármore silicificado, no alvo norte da CBPM; b) veio de quartzo de escala métrica.....	106
Fotografia 16: Aspectos macroscópicos da mineralização de pirita-pirrotita do Rio Salitre: a) disseminações de pirita em tremolitito; b) calcissilicática com pirita e pirrotita disseminadas.	106
Fotografia 17: Ocorrência de pirita disseminada na região de Patamuté: a) afloramento de mármore rítmico rosado; b) detalhe de pirita disseminada em nível pelítico.....	113
Fotografia 18: Estruturas observadas no Vale do Curaçá. (A) Zona de cisalhamento anastomótica na cava a céu aberto da Mina Caraíba (visada E-W); (B) Sigmoides de flogopititos NW-SE envolvendo metagabros na Mina Surubim.	128
Fotografia 19: Afloramentos de piroxenitos nas minas do Vale do Curaçá. (A) Corpo de piroxenito truncando ortognaisses sendo intrudido por granito na mina Sussuarana (visada N110); (B) Área de afloramento e detalhe do Piroxenito Baraúnas, na Mina Caraíba.	130
Fotografia 20: Feições observadas em piroxenitos das minas do Vale do Curaçá. (A) Metahiperstenito veios de calcita e calcopirita-flogopita – Mina Surubim; (B) Xenólito de ortognaisses em piroxenito na Mina Angicos.	131
Fotografia 21: Área de ocorrência e detalhe macroscópico do Granito datado na Mina Caraíba. (A) Distribuição dos granitos intrudindo noritos e piroxenitos; (B) Detalhe de granito truncando ortognaisses; (C) Amostra de mão do granito, exibindo característica cor vermelha.	137
Fotografia 22: Aspectos macroscópicos das mineralizações do Vale do Curaçá. (A) Em veios e bolsões; (B) Brechas; (C) Fissural (preenchimento de fraturas).	154
Fotografia 23: Afloramentos com mineralizações cupríferas do Vale do Curaçá. (A) Piroxenito alterado a flogopita e microclina, com bolsões de calcopirita e magnetita na mina subterrânea da Caraíba; (B) detalhe da foto de (A); (C) Bolsão de bornita e magnetita com pool de piroxenito na mina Subterrânea (Caraíba); (D) Flogopitito com sulfetos em zona de cisalhamento em contato com norito (Mina Surubim).	154
Fotografia 24: Aspectos macroscópicos dos diferentes tipos de alteração observadas nos depósitos do Vale do Curaçá. (A) Alteração ao diopsídio-anfibólio; (B) Alteração à plagioclásio; (C) Alteração à microclina (K-feldspato); (D) Alteração à flogopita/biotita; (E) Outras alterações.....	155
Fotografia 25: Afloramentos com registro das alterações hidrotermais do Vale do Curaçá. (A) Alteração ao diopsídio-anfibólio; (B) Alteração ao plagioclásio; (C) Alteração à microclina; (D) Alteração à flogopita-biotita.	156
Fotografia 26: Cava no garimpo do Jacu.....	197
Fotografia 27: Aspectos macroscópicos dos litotipos associados às mineralizações cupríferas de Riacho Seco. a) anfibolito não mineralizado; b) brecha anfibólítica com K-feldspato; c) contato anfibolito e calcissilicática; d) calcita hidrotermal substituindo anfibolito.	197
Fotografia 28: Aspectos macroscópicos das mineralizações oxidada em trincheira com anfibolito e gnaisses encaixantes (a); e sulfetada disseminada em anfibolito (b); contato anfibolito/biotitito, com concentração na região micácea (c); calcopirita e bornita em biotitito (d) do depósito de Riacho Seco.	201
Fotografia 29: Aspectos macroscópicos dos litotipos do depósito de Serrote da Laje: a) biotita-granada gnaisse; b) silimanita gnaisse; c) magnetitito; d) intercalação piroxenito, norito e magnetitito; e) magnetita piroxenito.....	221

Fotografia 30: Testemunhos de sondagem com alteração aos anfibólios do depósito de Serrote da Laje. a) magnetita norito em contato difuso com zona rica em hornblenda cortada por veio de calcopirita; b) brecha quartzo-anfibolítica com clastos de piroxenito alterado; c) hornblenda metassomatito truncado por veios de bornita; d) contato de quartzo com hornblenda metassomatito hospedando minério em stringer de calcopirita; e) piroxenito em contato com zona de alteração rica em actinolita e clorita.....224

Fotografia 31: Litotipos do depósito de Serrote da Laje alterados à flogopita. a) concentrações de calcopirita em vênulas de flogopita cortando biotita gnaisses; b) contato difuso entre flogopitito e norito; c) substituição parcial por flogopita em piroxenito intercalado com magnetita piroxenito; d) brecha flogopítica formada a partir de hornblenda metassomatito; e) substituição pervasiva de flogopita e quartzo e norito.226

Fotografia 32: Alterações de ocorrência restrita observadas em testemunhos de sondagem do depósito de Serrote da Laje: a) veio de quartzo-calcopirita cortando hornblenda metassomatito; b) veios e tension-gashes de quartzo e calcopirita em norito; c) vênulas de calcopirita e calcita truncando magnetita piroxenito; d) granatito com relictos de magnetita e ortopiroxênio; e) norito truncando por zona rica em K-feldspato.....228

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

- Fotomicrografia 1: Características microscópicas de piroxenitos e noritos do Vale do Curaçá. (A) Textura cumulática com hiperstênio com sulfetos de cobre e magnetita inter-cumulus (LP); (B) Mesmo campo de “A” sob luz refletida; (C) Flogopita intersticial associada a calcopirita, bornita e magnetita em hiperstenito (LP); (D) Mesmo campo de “C” sob luz refletida; (E) Cristais de apatita inclusos por flogopita em contato com hiperstênio e plagioclásio em norito (NC); (F) Textura cumulática com hiperstênio e plagioclásio com quartzo intersticial (NC).
..... 132
- Fotomicrografia 2: Amostras do Piroxenito Baraúnas observadas sob o microscópio. (A) Cristais de hiperstênio em textura cumulática (LP); (B) Ocorrência de plagioclásio inter-cumulus (LP); (C) Flogopita inter-cumulus entre cristais de hiperstênio (LP); (D) Disseminações de calcopirita e magnetita entre cristais de hiperstênio (LR); (E) Vênulas de flogopita e calcopirita truncando piroxênios (NC); (F) Mesmo campo de “E” observado sob luz refletida. 133
- Fotomicrografia 3: Aspectos microscópicos da alteração ao diopsídio-anfibólio. (A) Contato entre diopsídio, plagioclásio e hornblenda (LP); (B) mesmo campo de “A” em nicois cruzados; (C) Diopsídio e calcita em diopsídio metassomatito (NC); (D) Pirita e pirrotita em plagioclásio hornblenda metassomatito (LR); (E) Diopsídio flogopitizado em contato com quartzo e plagioclásio (NC); (F) Microclina e flogopita em contato com hornblenda alterada (NC). .. 159
- Fotomicrografia 4: Alteração ao plagioclásio observada sob o microscópio. (A) Plagioclásio em contato embaiado com flogopita e hiperstênio em norito alterado (LP); (B) Associação entre clorita, magnetita e quartzo em andesina metassomatito (LP); (C) Plagioclásio associado a apatita intrudindo paragênese de metanorito (LP); (D) Veio de quartzo-apatita e clorita em contato com plagioclásio alterado (NC); (E) Flogopita acumulada nos contatos e nas clivagens de cristal de plagioclásio alterado (LP); (F) Plagioclásio associado a hornblenda e magnetita em hornblenda andesina metassomatito (LP). 160
- Fotomicrografia 5: Aspectos microscópicos de litotipos do Vale do Curaçá alterados à microclina. (A) Flogopita reliquiar nos interstícios de microclina metassomatito (NC); (B) Flogopita e clorita em vênulas tardias à microclina (NC); (C) Contato entre quartzo, truncado por vênulas, com mirmequita sericitizada (NC); (D) Shear-band com clorita e epidoto truncando matriz de quartzo e microclina (NC); (E) Contato entre zona rica em flogopita e quartzo cataclasado em quartzo microclina metassomatito (LP); (F) Calcopirita, bornita, pirita e magnetita associadas à vênulas de flogopita truncando microclina (LR). 161
- Fotomicrografia 6: Características microscópicas de rochas do Vale do Curaçá alteradas à flogopita-biotita. (A) Relação entre bolsão de bornita e calcopirita, com flogopita e magnetita hidrotermal (LR); (B) Contato entre zona de flogopitização com sulfetos e piroxenito menos alterado (LP); (C) Relictos de hiperstênio em flogopita metahiperstenito (LP); (D) Flogopita em contato difuso com plagioclásio alterado e clorita tardia (LP); (E) Magnetita e calcopirita orientandas paralelas a cristais de flogopita (LR); (F) Mesmo campo de “E” em luz planopolarizada. 162
- Fotomicrografia 7: Aspectos microscópicos dos anfíbolitos do Depósito de Riacho Seco. a) anfíbolito levemente orientado (amostra LM-19/44,92-NC); b) contato entre biotita e hornblenda em brecha hidrotermal (amostra LM-10/56,73-NC). c) actinolita substituída por calcita (BR-10/86,90-LP); d) calcita substituindo plagioclásio e actinolita (BR-10/86,90-NC).
..... 198

Fotomicrografia 8: Aspectos petrográficos das mineralizações cupríferas do depósito de Riacho Seco. a) hornblenda com plagioclásio intersticial (LM-19/39,12-LP); b) disseminações de calcopirita e bornita em anfíbolito do quadro “a” (LR); c) bolsão de bornita e calcopirita em actinolita anfíbolito (LM-19/43,50-LR); d) magnetita e pirita alteradas em anfíbolito (BR-10/86,00-LR). 202

Fotomicrografia 9: Aspectos petrográficos das rochas máfico-ultramáficas e mineralizações associadas do depósito de Serrote da Laje. a) disseminações de calcopirita e cromita em magnetitito (LR – 0293/304,40); b) bornita e disseminações de pentlandita em piroxênio magnetitito (LR – 0293/235,18); c) contato entre hercinita e piroxenito truncados por veio de quartzo-calcopirita em piroxênio magnetitito; d) mesmo campo de “c” em luz refletida (LP – 0293/235,18); e) Magnetita e flogopita intercumulus em piroxenito (LP – amostra 0293/231,50); f) contato entre piroxênios, plagioclásio e flogopita e em norito (NC – 0272/193,28). 222

Fotomicrografia 10: Características ao microscópio de amostras do depósito de Serrote da Laje alteradas a anfíbolitos. a) metagabro intensamente alterado à hornblenda (NC – amostra 0293/304,40); b) hornblenda metagabro com flogopita e granada (LP – 0272/238,45); c) mineralização de calcocita e bornita em magnetita piroxenito alterado (LR – 0293/231,50); d) vênulas de clorita e calcita truncando hornblenda em zona alterada de magnetita piroxenito (NC – 0293/231,50); e) calcita em vênulas, e com actinolita substituindo plagioclásio e clinopiroxênio (NC – 0272/208,73); f) extensiva substituição de actinolita e calcita em metagabro (NC – 0272/208,73). 225

Fotomicrografia 11: Litotipos do depósito de Serrote da Laje alterados à flogopita observados ao microscópio. a) plagioclásio e ortopiroxênio substituídos por flogopita e magnetita em metanorito (NC – amostra 0272/193,28); b) magnetita e sulfetos de cobre em flogopitito (LR – 0293/424,05); c) flogopita em contato com ortopiroxênio em magnetita piroxenito (NC – 0293/231,50); d) mesmo campo de “c” em luz refletida, destacando a presença de lamelas de ilmenita nos cristais de magnetita (LR – 0293/231,50); e) flogopita em textura lepidoblástica associada à magnetita em flogopita metassomatito (NC – 0272/123,90); f) mesmo campo de “e” observado sob luz refletida, evidenciando a presença de bornita associada à magnetita (LR – 0272/123,90). 227

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Médias dos teores de cobre em litotipos da Serra de Jacobina. Teor de cobre médio dos basaltos (Robb, 2005) apresentado como referência.	97
Tabela 2: Médias dos teores de Cu, em ppm, nos litotipos da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre. Da mesma forma, estão apresentados teores médios de basaltos e riolitos, segundo Robb (2005). n = número de análises.	111
Tabela 3: Análises U-Pb SHRIMP do Vale do Curaçá e litotipos associados, utilizadas na síntese do presente trabalho. Constam, além de dados do presente trabalho, idades de Silva et al. (1997); Silva et al. (2002); Oliveira et al. (2004b) e Garcia (2013).	149
Tabela 4: Resultados analíticos de microsonda eletrônica para micas do Vale do Curaçá. .	164
Tabela 5: Resultados de microsonda eletrônica para apatitas do Vale do Curaçá.....	166
Tabela 6: Dados isotópicos Sm-Nd para amostras do Vale do Curaçá.	174
Tabela 7: Resultados de isótopos de oxigênio para diversos minerais do Vale do Curaçá.	181
Tabela 8: Resultados de isótopos estáveis de H e O para flogopitas de depósitos do Vale do Curaçá, normalizadas para o padrão V-SMOW.	183
Tabela 9: Razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{56}\text{Fe}$ e $\delta^{57}\text{Fe}$ para amostras de calcopirita dos depósitos de Caraíba e Vermelhos.	185
Tabela 10: Análises de microsonda eletrônica de anfibólios do Depósito de Riacho Seco..	204
Tabela 11: Análises de microsonda eletrônica de micas do Depósito de Riacho Seco.	205
Tabela 12: Análises de microsonda eletrônica de calcopiritas do Depósito de Riacho Seco.	207
Tabela 13: Análises de microsonda eletrônica de bornitas do Depósito de Riacho Seco.....	208
Tabela 14: Análises de microsonda eletrônica de anfibólios do Depósito de Serrote da Laje	230
Tabela 15: Análises de microsonda eletrônica de micas do depósito de Serrote da Laje.....	232
Tabela 16: Resultados de microsonda eletrônica para granadas do depósito de Serrote da Laje.	234
Tabela 17: Composições químicas de espinélios do depósito de Serrote da Laje.....	238
Tabela 18: Análises de microsonda eletrônica de calcopiritas do Depósito de Serrote da Laje.	239
Tabela 19: Análises de microsonda eletrônica de bornitas e calcocita do Depósito de Serrote da Laje.	240
Tabela 20: Quadro comparativo dos processos tectônicos e metalogenéticos que atuaram sobre os depósitos do Vale do Curaçá, Riacho Seco e Serrote da Laje.	262

LISTA DE SIGLAS

CBPM	Companhia Baiana de Pesquisa Mineral
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
BG	Bloco Gavião
BJ	Bloco Jequié
BS	Bloco Serrinha
COMEX	<i>Commodity Exchange Division</i>
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
CSF	Cráton do São Francisco
DRS	Depósito de Riacho Seco
DVC	Distrito do Vale do Curaçá
EGP	Elementos do Grupo da Platina
ETR	Elementos Terras Raras
FRS	Fragmento Riacho Seco
FS	Faixa Sergipana
GB	<i>Greenstone Belt</i>
GBMN	Greenstone Belt de Mundo Novo
GBRC	Greenstone Belt do Rio Capim
GBRI	Greenstone Belt do Rio Itapicuru
GOE	<i>Great Oxygenation Event</i>
HFSE	<i>High Field Strength Elements</i>
IBRAM	Instituto Brasileiro de Mineração
ICP-MS	<i>Inductively Coupled Mass Spectrometry</i>
ICSG	<i>International Copper Study Group</i>
IOCG	<i>Iron oxide–Copper–Gold</i>
LA-ICP-MS	<i>Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry</i>
LILE	<i>Large Ion Lithophile Elements</i>
LIP	<i>Large Igneous Province</i>
LME	<i>London Metal Exchange</i>

MCSA	Mineração Caraíba S.A.
MMBA	Mapa Metalogenético do Estado da Bahia
OISC	Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá
PCNEBA	Província Cuprífera do Nordeste da Bahia
PCNEM	Província Cuprífera do Nordeste Meridional
PEAL	Terreno Pernambuco-Alagoas
PIB	Produto Interno Bruto
RENCA	Reserva Nacional de Cobre e Associados
RRTJ	<i>Rift Recôncavo-Tucano-Jatobá</i>
SHFE	<i>Shanghai Futures Exchange</i>
SHRIMP	<i>Sensitive High-Resolution Ion Microprobe</i>
SLJE	Serrote da Laje
SMOW	<i>Standard Mean Ocean Water</i>
SVCM	Sequência Vulcanossedimentar Contendas-Mirante
SVRC	Sequência Vulcanossedimentar Rio Capim
SVRS	Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre
UFBA	Universidade Federal da Bahia
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UnB	Universidade de Brasília
USP	Universidade de São Paulo
VHMS	<i>Volcanic-hosted massive sulfide</i>
V-SMOW	<i>Vienna Standard Mean Ocean Water</i>

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	26
I.1 ASPECTOS ECONÔMICOS	29
I.2 JUSTIFICATIVAS	34
I.3 OBJETIVOS	35
I.4 METODOLOGIA	36
I.4.1 Levantamento Bibliográfico	36
I.4.2 Trabalhos de campo e amostragem	37
I.4.3 Petrografia.....	38
I.4.4 Aerogeofísica e medidas em campo.....	38
I.4.5 Microsonda Eletrônica	39
I.4.6 Litogeoquímica	40
I.4.7 Análises Sm-Nd	41
I.4.8 Geocronologia U-Pb SHRIMP.....	42
I.4.9 Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS	44
I.4.10 Análises isotópicas Lu-Hf LA-ICP-MS	44
I.4.11 Isótopos estáveis de oxigênio.....	45
I.4.12 Isótopos estáveis de H-O e S-Fe	46
I.4.13 Integração dos dados, interpretação e redação da tese	47
I.5 APRESENTAÇÃO E ESTRUTURA DA TESE.....	47
CAPÍTULO II - GEOLOGIA E METALOGENIA REGIONAL	49
II.1 BLOCO GAVIÃO.....	51
II.1.1 Sequências meta-vulcanossedimentares e Greenstone Belts	52
II.1.2 Serra de Jacobina	54
II.1.3 Supergrupo Espinhaço	56
II.1.4 Supergrupo São Francisco	58
II.2 BLOCO SERRINHA.....	59
II.3 ORÓGENO ITABUNA–SALVADOR–CURAÇÁ	63
II.4 PROVÍNCIA BORBOREMA	66
II.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA REGIONAL À LUZ DA BIBLIOGRAFIA.....	69
CAPÍTULO III - A PROVÍNCIA CUPRÍFERA: DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS.....	72
III.1 DISTRITOS MINEIROS, DEPÓSITOS DE MÉDIO E GRANDE PORTE.....	76
III.2 DEPÓSITOS DE PEQUENO PORTE, OCORRÊNCIAS MINERAIS	78
III.2.1 Depósito do Rio Capim, Uauá.....	78
III.2.2 Ocorrências no Bloco Serrinha.....	83

III.2.3 Ocorrências na Serra de Jacobina.....	86
III.2.4 O depósito de Sulfetos do Rio Salitre, Juazeiro	99
III.2.5 Ocorrências de sulfetos na Faixa Sergipana.....	113
III.3 CONCLUSÕES PARCIAIS	114
III.3.1 Implicações para a evolução tectônica da Serra de Jacobina	114
III.3.2 Evolução tectônica-metalogenética da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre	114
III.3.3 Potencial das diferentes áreas para mineralizações de cobre	117
CAPÍTULO IV - O ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO VALE DO CURAÇÁ	119
IV.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	119
IV.2 METALOGÊNESE: ESTUDOS ANTERIORES	123
IV.3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO: NOVOS DADOS.....	125
IV.3.1 Importantes estruturas regionais	125
IV.3.2 Os corpos máfico-ultramáficos	129
IV.3.3 Granitoides.....	136
IV.3.4 Geocronologia U-Pb SHRIMP.....	138
IV.3.5 Análises Lu-Hf LA-ICP-MS	138
IV.4 CONCLUSÕES PARCIAIS	145
CAPÍTULO V - O SISTEMA HIDROTÉRMAL DO VALE DO CURAÇÁ	150
V.1.1 Alteração ao diopsídio-(Ca) hornblenda ± plagioclásio	157
V.1.2 Alteração ao (Na) plagioclásio ± apatita ± (Fe) hornblenda.....	157
V.1.3 Alteração à microclina.....	158
V.1.4 Alteração à flogopita-biotita.....	158
V.1.5 Outras alterações	163
V.2 DADOS GEOQUÍMICOS	163
V.2.1 Microsonda Eletrônica.....	163
V.2.2 Litogeoquímica.....	167
V.2.3 Dados Sm-Nd	173
V.3 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	174
CAPÍTULO VI - CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA DAS MINERALIZAÇÕES CUPRÍFERAS DO VALE DO CURAÇÁ	176
VI.1 O USO DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS NA METALOGÊNESE	176
VI.1.1 O sistema O-H.....	177
VI.1.2 O sistema S-Fe	179
VI.2 RESULTADOS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS	180
VI.2.1 Isótopos de Oxigênio	181
VI.2.2 Análises de H e O.....	182
VI.2.3 Análises de S e Fe	184

V.3 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	187
CAPÍTULO VII - O DEPÓSITO DE COBRE DE RIACHO SECO, CURAÇÁ, BAHIA.....	189
VII.1 GEOLOGIA REGIONAL	189
VII.2 HISTÓRICO DOS ESTUDOS EXPLORATÓRIOS	193
VII.3 GEOLOGIA LOCAL	195
VII.4 AS MINERALIZAÇÕES CUPRÍFERAS	199
VII.5 MICROSSONDA ELETRÔNICA	203
VII.5.1 Minerais de ganga.....	203
VII.5.2 Minerais de minério.....	206
VII.6 GEOCRONOLOGIA.....	209
VII.6.1 Idades U-Pb	209
VII.6.2 Análises Lu-Hf LA-ICP-MS.....	209
VII.7 CONCLUSÕES PARCIAIS	212
CAPÍTULO VIII - REAÇÕES METASSOMÁTICAS E AS MINERALIZAÇÕES DO DEPÓSITO DE Cu-Au-Fe-(V) DE SERROTE DA LAJE, ARAPIRACA, ALAGOAS	214
VIII.1 GEOLOGIA REGIONAL	215
VIII.2 TRABALHOS ANTERIORES	217
VIII.3 GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES DO DEPÓSITO	220
VIII.4 ALTERAÇÕES E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS.....	223
VII.4.1 Alteração aos anfibólios.....	223
VII.4.2 Alteração à flogopita.....	226
VII.4.3 Outras alterações.....	228
VIII.5 ANÁLISES GEOQUÍMICAS	229
VIII.5.1 Microsonda Eletrônica.....	229
VIII.5.2 Geoquímica de furo de sondagem representativo.....	241
VIII.6 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	242
CAPÍTULO IX - CONCLUSÕES: EVOLUÇÃO TECTÔNICA E METALOGENÉTICA	247
IX.1 DOMÍNIOS TECTÔNICOS E PRINCIPAIS LINEAMENTOS	247
IX.2 IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO / SETOR NORDESTE.....	250
IX.3 MODELOS METALOGENÉTICOS PARA OS DEPÓSITOS ESTUDADOS.....	253
IX.4 NOVO LIMITE PARA A PCNEBA	266
IX.5 IMPLICAÇÕES PARA A METALOGÊNESE DO COBRE	266
REFERÊNCIAS	269

APÊNDICE A: Novas ocorrências cadastradas e afloramentos relevantes.....	288
APÊNDICE B: Análises litogeoquímicas dos litotipos da Serra de Jacobina.....	289
APÊNDICE C: Dados geocronológicos do Capítulo III	292
APÊNDICE D: Análises litogeoquímicas das rochas do Vale do Curaçá	294
APÊNDICE E: Resultados das análises de microsonda eletrônica	300
APÊNDICE F: Dados geocronológicos do Capítulo IV	316
APÊNDICE G: Dados geocronológicos do Capítulo VII.....	319

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A ocorrência de cobre em terras baianas foi primeiramente documentada no período colonial, no ano de 1782, em uma fazenda na região de Cachoeira: tratava-se de um bloco de cobre nativo pesando cerca de 85 arrobas que, desde o mesmo ano, encontra-se no Museu de História Natural de Lisboa (CARVALHO, 1998; Fotografia 1). A veracidade da origem desta peça ainda é contestada, visto que no estado não são conhecidas outras ocorrências de cobre nativo. A historiadora portuguesa Maria Estela Guedes advoga que o bloco não seria de origem natural, mas vindo de uma oficina maçônica de Lisboa e teve significativa importância nos primeiros eventos que levaram à independência do Brasil (MELO, 2000).

No ano de 1874, o engenheiro A. M. de Oliveira Bulhões, responsável pelos estudos de prolongamento da Estrada de Ferro do São Francisco, descreveu a ocorrência de minerais de cobre no Vale do Rio Curaçá. O potencial produtivo foi identificado por engenheiros do DNPM que estudaram a jazida de Caraíba entre os anos de 1944 e 1946, entre 1952 e 1953 a companhia Northfield foi responsável pela exploração, que passou para o Grupo Pignatari no início da década de 1960 (DELGADO et al., 1981).

O controle do empreendimento foi transferido em 1974 para o Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social (BNDES-PAR). A exploração na mina Caraíba começou em 1979 e se deu unicamente em céu aberto até 1986, quando começou a operar simultaneamente a mina subterrânea. A jazida de Caraíba foi, por vários anos, o maior depósito brasileiro de cobre, sendo suplantada pela descoberta de Salobo, na década de 1980, na região da Serra dos Carajás (Pará), que começou a operar como mina apenas em 2004. Desde o fechamento da mina de Camaquã (no Rio Grande do Sul), em 1998, é a mina de cobre mais antiga em operação no Brasil, juntamente com outras minas do Distrito do Vale do Curaçá (DVC) tendo produzido mais de 100 milhões de toneladas de minério a 1,2% de cobre.

Além da Mina Caraíba, que opera em subterrâneo abaixo dos 1000 m de profundidade há mais de uma década, as jazidas de Surubim, R-22, Angico e Sussuarana, no DVC, foram convertidas em minas nas primeiras décadas do século XXI sob operação da Mineração Caraíba S.A (MCSA). A produção de cobre na porção nordeste da Bahia, entretanto, não se restringe aos depósitos do Vale do Curaçá, sendo registrada na região de Riacho Seco através de lavra garimpeira. Apesar de não registrarem produção, projetos exploratórios revelaram importantes depósitos cupríferos nos estados vizinhos de Alagoas e Sergipe.

Fotografia 1: Bloco de cobre supostamente encontrado em Cachoeira em 1782. Atualmente se encontra no Museu de História Natural de Lisboa.

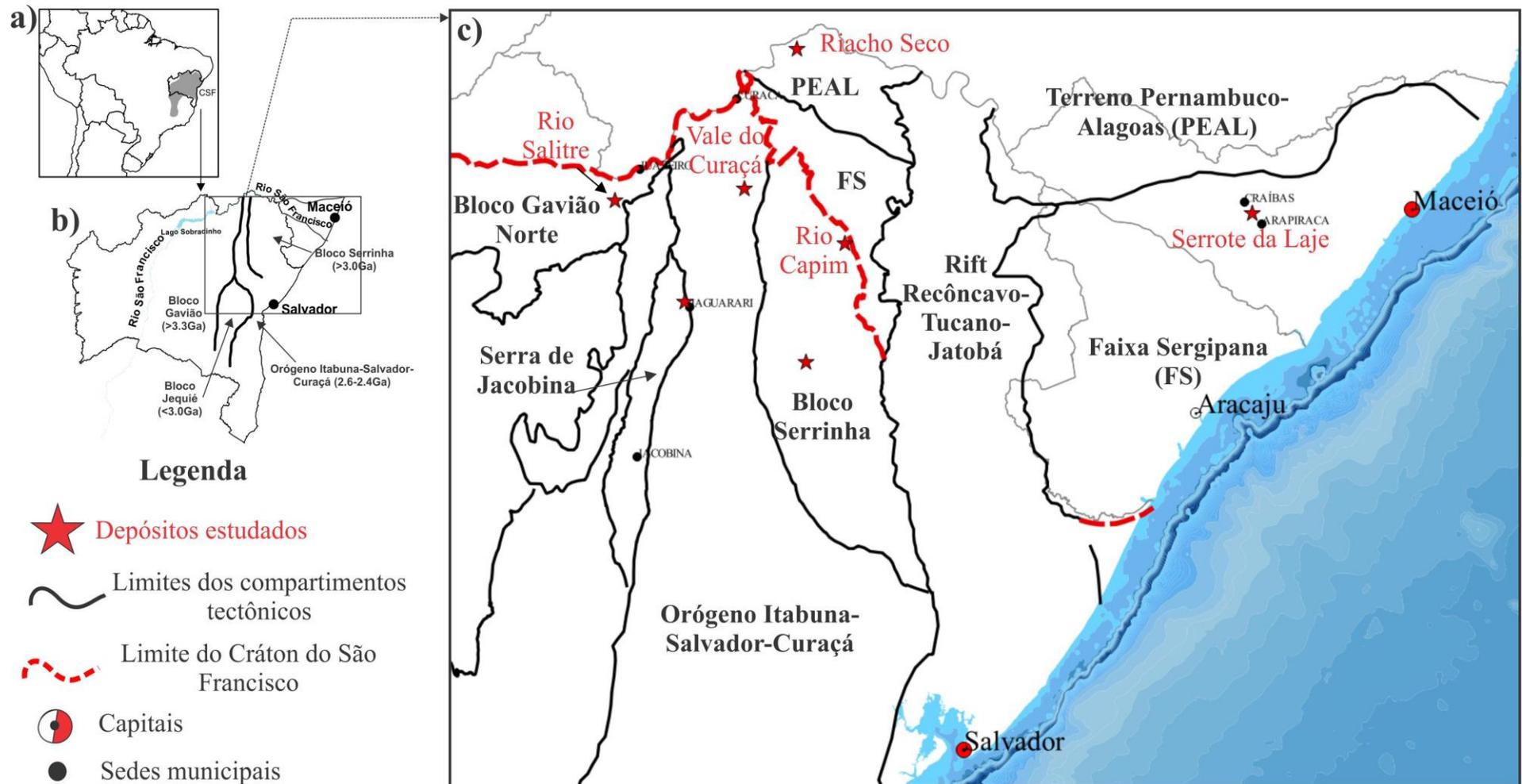


Fonte: Dr. Wilton Pinto de Carvalho (autor da foto).

O Cráton do São Francisco (CSF) é a entidade tectônica maior no território baiano, tendo consolidado seus limites ao final do Neoproterozoico, no Ciclo Brasileiro (ALMEIDA, 1977; ALKMIM, 2004; Figura 1a). A estabilidade do embasamento do Cráton está associada ao ciclo orogênico paleoproterozoico, Orosiriano-Riaciano, que se deu pela colisão dos blocos crustais arqueanos Gavião, Serrinha e Jequié, responsável pela edificação do Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá (OISC), um extenso cinturão metamórfico granulítico e anfibolítico, com orientação principal N-S (PADILHA & MELO, 1991; BARBOSA, 1996; BARBOSA & SABATÉ, 2004; Figura 1b).

Geologicamente, os depósitos cupríferos do Vale do Curaçá estão associados a corpos máfico-ultramáficos no trecho norte do OISC, na porção nordeste do Cráton do São Francisco. No projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia, a representação em mapa das ocorrências de cobre do setor nordeste do cráton, permitiu a delimitação de uma província cuprífera, que extravasa a área do Vale do Curaçá (MISI & TEIXEIRA, 2008). Nestes limites, foram englobados depósitos e ocorrências formados em variados ambientes geológicos de diferentes idades, dotados de distintas características metalogenéticas.

Figura 1: Mapa de situação da área de estudo: a) Contorno do Brasil, da Bahia do Cráton do São Francisco; b) Contorno dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas com principais unidades tectônicas, a quadrícula delimita a área de “c”); c) Localização dos depósitos estudados de acordo com os limites dos compartimentos tectônicos. Os depósitos estudados na Serra de Jacobina e no Bloco Serrinha são homônimos aos respectivos domínios.



Fonte: autor, compilado a partir de CPRM (2004), Alkmim (2004), IBGE (2006), Misi & Teixeira (2008) e Teixeira et al (2010a).

O presente estudo objetiva compreender os processos tectônicos e metalogenéticos responsáveis pela formação de mineralizações cupríferas, reconhecidas no setor nordeste do CSF e suas faixas marginais. Visando um entendimento integrado dos compartimentos tectônicos, foram estudadas, além das concentrações econômicas do Vale do Curaçá (no OISC), aquelas presentes em Riacho Seco (no Terreno Pernambuco-Alagoas – PEAL) e no depósito de Serrote da Laje, em Alagoas (tectonicamente na Faixa Sergipana – FS; Figura 1c). Da mesma forma, foram pesquisadas áreas com ocorrências de cobre e pequenos depósitos: Bloco Serrinha e Rio Capim (no Bloco Serrinha), Rio Salitre (no Bloco Gavião Norte) e Serra de Jacobina.

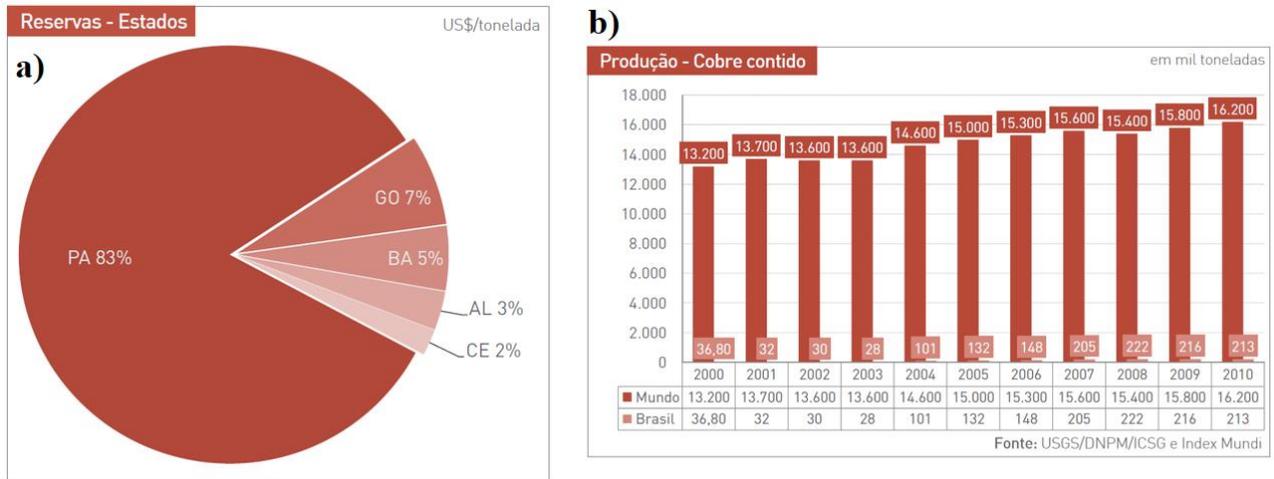
A totalidade dos depósitos e ocorrências englobadas nos limites da Bahia foi, inicialmente, agrupada sob a denominação de Província Cuprífera do Nordeste da Bahia (PCNEBA). Uma das principais contribuições desta tese é a redefinição destes limites, de acordo com similaridades na evolução crustal e metalogenética das áreas de estudo. A definição da Província Cuprífera do Nordeste Meridional (PCNEM) engloba, ainda as concentrações de cobre da FS, nos estados vizinhos de Sergipe e Alagoas, aqui representados pelo depósito de Serrote da Laje (em Arapiraca, Alagoas).

I.1 ASPECTOS ECONÔMICOS

Evidências arqueológicas apontam o cobre como um dos metais manipulados desde os primórdios da humanidade. As idades do cobre e do bronze, marcam períodos da história intensamente ligados ao consumo deste metal puro e sob a forma de liga. O desenvolvimento de tecnologias ligadas à eletricidade trouxe à tona uma nova era de uso e produção do cobre, desde o século XVIII. Atualmente, o cobre continua atendendo aos anseios da sociedade e, apesar de usado há mais de 10.000 anos, o surgimento de novas tecnologias (como *chips* para a indústria de semicondutores) fornece uma perspectiva longínqua para o mercado deste *commodity* (HERNANDEZ et al., 2016).

No início desta década (2011), o DVC respondia por cerca de 10% da produção do metal no Brasil, pela Mineração Caraíba S.A., sendo 61% da produção da Vale nas minas do Pará e 29% da Yamana em Goiás. As reservas da Bahia correspondiam a cerca de 5% das brasileiras, segundo dados do Instituto Brasileiro de Mineração – IBRAM (PENNA et al., 2011; Figura 2a). À época, o Brasil figurava como o 15º maior produtor de cobre do mundo, com uma produção de 213 mil toneladas no ano de 2010 (Figura 2b).

Figura 2: Panorama econômico do cobre no Brasil, no início do século XXI: a) gráfico em pizza classificando reservas de cobre (em US\$/tonelada) por estados brasileiros, conhecidas até o ano de 2011; b) gráfico em barras comparando as produções brasileira e mundial de cobre (em mil toneladas), entre os anos de 2000 e 2010.



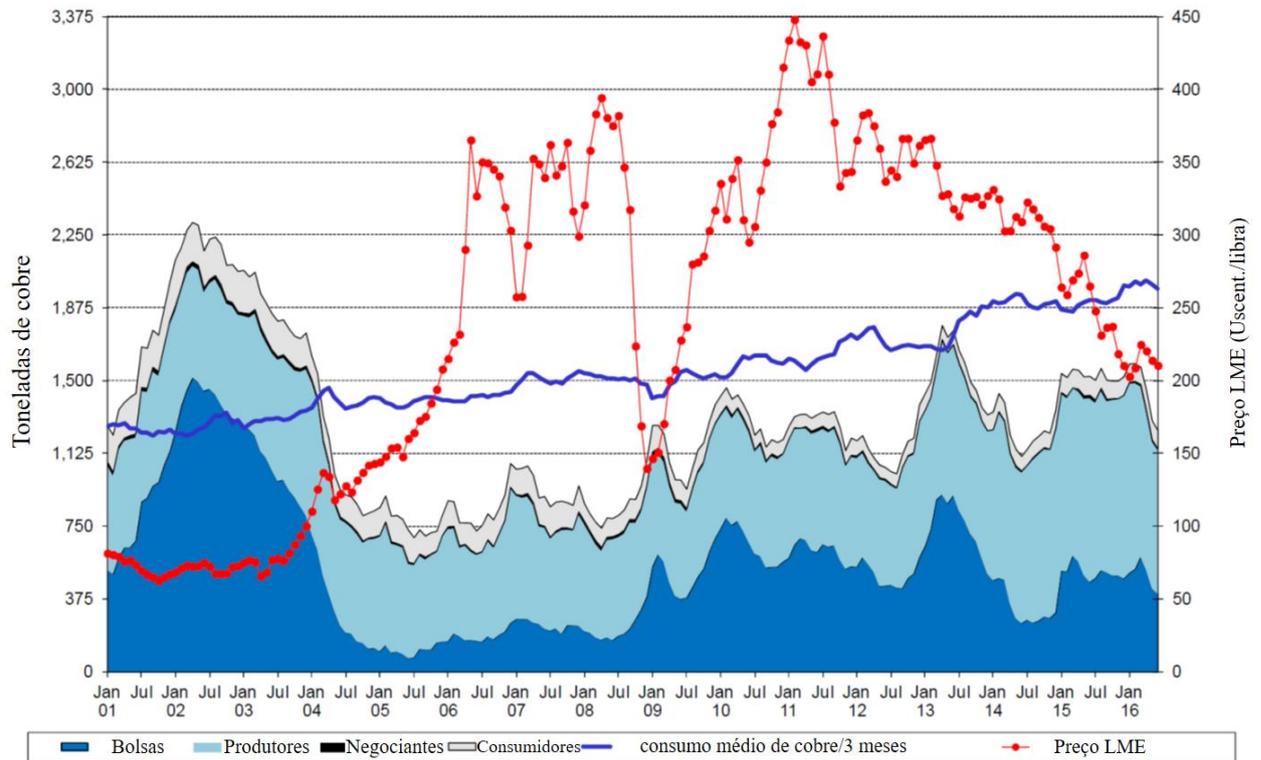
Fonte: IBRAM, disponível em Penna et al. (2011).

Uma análise integrada entre estoques mundiais, consumo e o preço do cobre, entre janeiro de 2001 e julho de 2016, evidencia dois patamares atingidos para os preços da libra (aproximadamente 0,453 kg) do metal a partir de 2004 e 2006 (acima de US\$ 1,00 e 2,00, respectivamente), coincidentes com importantes quedas nos estoques (Figura 3; HERNANDEZ et al., 2016). Apesar desta dinâmica registrada pela Bolsa de Metais de Londres – LME (*London Metal Exchange*), o consumo de cobre registra um discreto e contínuo aumento desde o início do século, com a libra do metal sendo negociada acima dos US\$ 2,00 desde o início da década.

No relatório sobre o panorama econômico mundial do cobre de 2016, elaborado pelo *International Copper Study Group* (ICSG), o Brasil figura entre os vinte maiores produtores de cobre considerando minas, fundições, refinarias e produções de ligas (HERNANDEZ et al., 2016). Entretanto, a produção brasileira é excluída do grupo dos vinte maiores, ao se considerar a produção, exportação e importação de produtos semi-industrializados e industrializados.

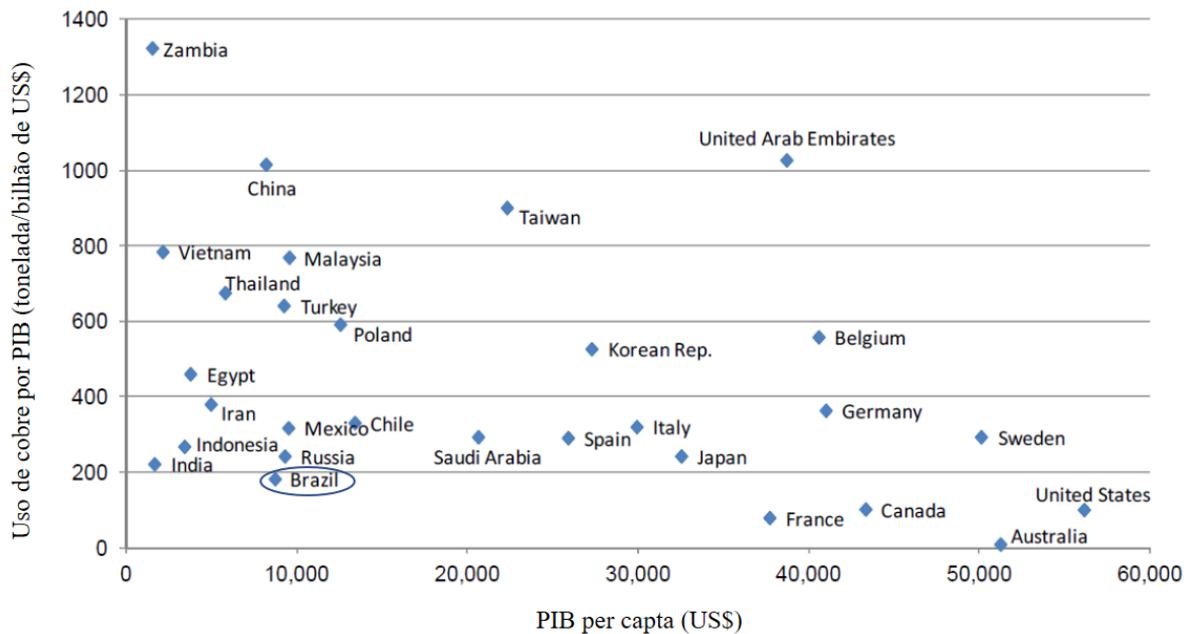
Ao comparar o consumo de cobre de acordo com o PIB (Produto Interno Bruto) *per capita*, o Brasil aparece abaixo de países com desenvolvimento industrial tardio, como Rússia, Índia e México (Figura 4; HERNANDEZ et al., 2016). É possível notar o exacerbado consumo de cobre da China, Zâmbia, Emirados Árabes e países pertencentes aos “Tigres Asiáticos” (Taiwan, Coréia do Sul, Malásia).

Figura 3: Gráfico em linhas com preço, estoques e consumo mundiais de cobre entre janeiro de 2001 e julho de 2016 (milhares de toneladas e centavo de dólar/libra – 0,453 kg).



Fonte: ICSG, disponível em Hernandez et al. (2016).

Figura 4: Diagrama de dispersão do consumo de cobre refinado em 2015, de acordo com o PIB *per capita*.



Fonte: ICSG, disponível em Hernandez et al. (2016).

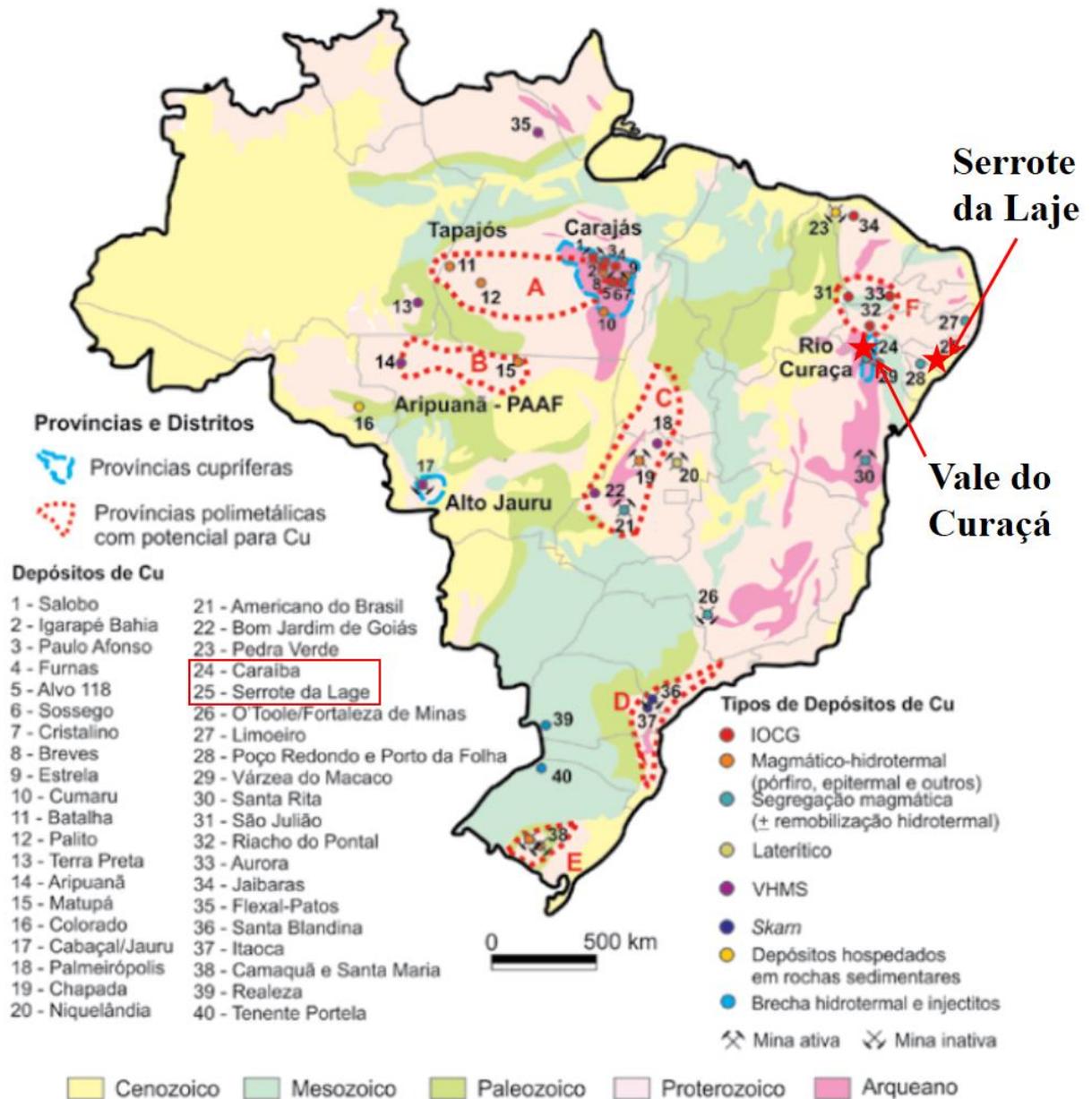
Das vinte maiores minas produtoras de cobre do mundo, oito estão no Chile, inclusive a maior delas, “La Escondida”. Estas, somadas com quatro jazidas no Peru, duas nos Estados Unidos e uma no México, resultam em dois terços das maiores minas do mundo associadas a mineralizações de cobre porfirítico (HERNANDEZ et al., 2016). Na lista, ainda figuram importantes distritos associados a mineralizações em sistemas IOCG – (*Iron oxide–Copper–Gold*: Olympic Dam, na Austrália) e ortomagmáticos (Noril’sk, na Rússia). Sem nenhuma mina entre as vinte maiores, a China aparece com mais da metade das vinte maiores refinarias e fundições de cobre. O Brasil, entretanto, não é listado em nenhuma das relações descritas (HERNANDEZ et al., 2016).

Segundo Juliani et al. (2016), a maioria dos depósitos cupríferos brasileiros está concentrada na Província Mineral de Carajás (Figura 5), tais como Salobo (o maior do país), Sossego, Cristalino, Igarapé Bahia, que apresentam semelhanças com a classe dos depósitos IOCG definida por Hitzman et al. (1992). Os depósitos cupríferos da Bahia são, de modo geral, englobados sob a categoria de sulfetos magmáticos, dos quais os depósitos de Serrote da Laje e Caraíba, objetos do presente estudo, destacam-se pelas evidências de alteração epigenética com padrões similares a depósitos IOCG (FOO et al., 2012; GARCIA, 2013; JULIANI et al., 2016).

O mapa da Figura 5 expõe, da mesma forma, a presença de depósitos do tipo VHMS (*Volcanic-hosted Massive Sulfide*), magmático-hidrotermal (tipo pórfiro), tipo *Skarn*, lateríticos rochas sedimentares e brechas hidrotermais como importantes reservas de cobre no Brasil, além de províncias polimetálicas com potencial para Cu (JULIANI et al., 2016). No ano de 2013, as reservas de cobre lavrável do Brasil representavam 1,6% das reservas mundiais (11,4 de 690 Mt de Cu contido), das quais mais de 87% estão concentradas na Província Mineral de Carajás e adjacências, no estado do Pará, estando relacionada à Bahia a terceira maior produção do país (LIMA & NEVES, 2014; JULIANI et al., 2016).

Informações da LME e do *website* especializado *Trading Economics*, atualizadas em julho de 2017, indicam uma tendência positiva para o preço do cobre, tendo fechado a US\$ 2,72/libra em 24 de julho deste ano, com a sua alta histórica em fevereiro de 2011 (US\$ 4,58/libra) e baixa em janeiro de 2016 (US\$ 4,94/libra). Atualmente, o Chile continua a figurar como maior produtor de cobre do planeta, respondendo por um terço da produção mundial, e o Brasil aparece como um dos 10 maiores exportadores de minério de cobre sem, entretanto, protagonizar um importante papel no mercado de derivados industrializados.

Figura 5: Mapa do Brasil mostrando a distribuição dos principais depósitos e minas de cobre do país, com destaque aos depósitos do Vale do Curaçá e Serrote da Laje, objetos do presente estudo. Áreas potenciais para ocorrência de pórfiros de Cu, de Cu–Mo e de Cu–Au do: (A) e (B) Paleoproterozoico, bem preservados, cálcio-alcalinos e alcalinos; (C) Neoproterozoico, metamorfisados; (D) Mesoproterozoico e do Neoproterozoico, metamorfisados; (E) Eopaleozoico, alcalinos; e depósitos IOCG do: (F) Neoproterozoico e Eopaleozoico.



Fonte: Dardenne & Schobbenhaus (2003); Misi et al. (2012), modificado a partir de Juliani et al. (2016).

Além da LME, a COMEX (*Commodity Exchange Division*) em Nova Iorque e a SHFE (*Shanghai Futures Exchange*) em Xangai são importantes bolsas de valores de metais, onde o cobre, entre outras commodities, é comercializado sob a forma de concentrado de minério, placas, barras, *blister* (pequenas esferas), fios, catodos e anodos. Os lotes negociados são da ordem de 25 toneladas na LME, 25 mil libras na COMEX e 5 toneladas na SHFE, tendo

sido introduzidos minicontratos para a negociação de lotes menores nessas bolsas (HERNANDEZ et al., 2016).

A relação entre a soberania de uma nação com suas reservas minerais motivou a criação da RENCA (Reserva Nacional de Cobre e Associados) no ano de 1984 (VILLELA, 2017). Esta área de aproximadamente 4 milhões de hectares, situada entre os estados do Pará e Amapá, detém elevado potencial geológico para jazidas de cobre, ouro, manganês e tálio, e após a descoberta de Carajás, seria de exploração exclusiva da CPRM (CHAVES, 2017). Em agosto de 2017, o governo federal (sob a gestão de Michel Temer) abriu a exploração da RENCA para empresas privadas. Tal decisão apresenta amplos impactos negativos em variados campos, abrangendo desde aspectos ambientais até sociais, representando uma perda para soberania econômica e política brasileira (VILLELA, 2017; CHAVES, 2017).

Com a demanda por cobre historicamente superior à produção interna, o Brasil tem a balança negativa para esta *commodity* e um grande potencial para a descoberta de depósitos de pequeno, médio e grande porte em variados ambientes geológicos (LIMA & NEVES, 2014; JULIANI et al., 2016). Considerando a demanda mundial prevista para as próximas décadas, faz-se necessária a busca pelo aumento das reservas em províncias cupríferas já conhecidas, além da descoberta de novos depósitos suplantada por modelos metalogenéticos atualizados (JULIANI et al., 2016; HERNANDEZ et al., 2016).

I.2 JUSTIFICATIVAS

A importância científica, no que tange a compreensão dos processos metalogenéticos relacionados aos depósitos de cobre no estado da Bahia e Alagoas, constitui a principal justificativa da presente tese de Doutorado. Os depósitos cupríferos do DVC e de Serrote da Laje apresentam características excêntricas aos jazimentos de cobre formados processos ortomagmáticos descritos na literatura. Da mesma forma, as mineralizações do distrito cuprífero de Riacho Seco estão em rochas intensamente deformadas e metamorfizadas na fácies anfíbolito, e nunca foram alvo de estudos metalogenéticos. Estes depósitos de cobre remontam, juntamente com as demais concentrações e ocorrências estudadas (Rio Salitre, Serra de Jacobina, Rio Capim e Bloco Serrinha), a diferentes compartimentos tectônicos e fragmentos da história do CSF e suas faixas marginais.

As perspectivas econômicas para as próximas décadas apontam para um crescimento contínuo do consumo de cobre, indicando um horizonte onde o Brasil pode despontar como um dos grandes produtores do metal (HERNANDEZ et al., 2016). Com o foco

de consumo do mercado asiático, o aumento de reservas deve ser norteado por mudanças de paradigmas e a busca por depósitos de pequeno e médio porte, apoiados por órgãos governamentais (JULIANI et al., 2016). A recente introdução de novos contratos para comercializar pequenos lotes de minério de cobre favorece a prospecção destas jazidas (HERNANDEZ et al., 2016), tradicionalmente desprezadas em detrimento da busca por depósitos de classe mundial.

A compreensão dos processos que atuaram para concentrar minerais de cobre nas diferentes regiões estudadas é imprescindível para a descoberta de novas jazidas na área da PCNEM. Da mesma forma, avanços na metalogênese regional e na geotectônica devem impactar campanhas exploratórias para outras substâncias. Finalmente, a divulgação destes novos modelos metalogenéticos favorece a descoberta de depósitos de cobre de pequeno e médio porte hospedados por rochas máfico-ultramáficas em outros cinturões metamórficos de alto grau, no Brasil e no mundo.

I.3 OBJETIVOS

A presente tese tem como objetivo geral compreender o ambiente geológico e a gênese dos principais depósitos cupríferos presentes no setor nordeste da Bahia e o depósito de Serrote da Laje (Arapiraca, Alagoas), englobados na PCNEM. Tem-se como objetivos específicos:

- ✓ Acrescentar novos dados, necessários para o entendimento da evolução dos depósitos de cobre;
- ✓ Descrever e caracterizar depósitos e ocorrências de forma pioneira, em áreas onde as informações geológicas carecem de estudos adicionais;
- ✓ Catalogar novas ocorrências de minerais de cobre nos variados ambientes geológicos, de acordo com os locais mais propícios para mineralizações cupríferas;
- ✓ Contextualizar a evolução metalogenética dos pequenos depósitos com as entidades tectônicas presentes no setor nordeste da Bahia;
- ✓ Estudar a gênese de mineralizações de cobre em diferentes ambientes geológicos de diversas idades, que estão em proximidade geográfica;
- ✓ Acrescentar dados que subsidiem ou não os modelos evolutivos propostos para as mineralizações do Vale do Curaçá e do depósito de Serrote da Laje;

- ✓ Classificar as áreas segundo diferentes potenciais para ocorrência de minério de cobre, de acordo com os processos metalogenéticos identificados;
- ✓ Redefinir os limites da PCNEBA, como parte integrante do Mapa Metalogenético do Estado da Bahia;
- ✓ Propor um modelo evolutivo metalogenético e tectônico, que integre as mineralizações de cobre de diferentes idades com a história geológica da porção nordeste do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais.

I.4 METODOLOGIA

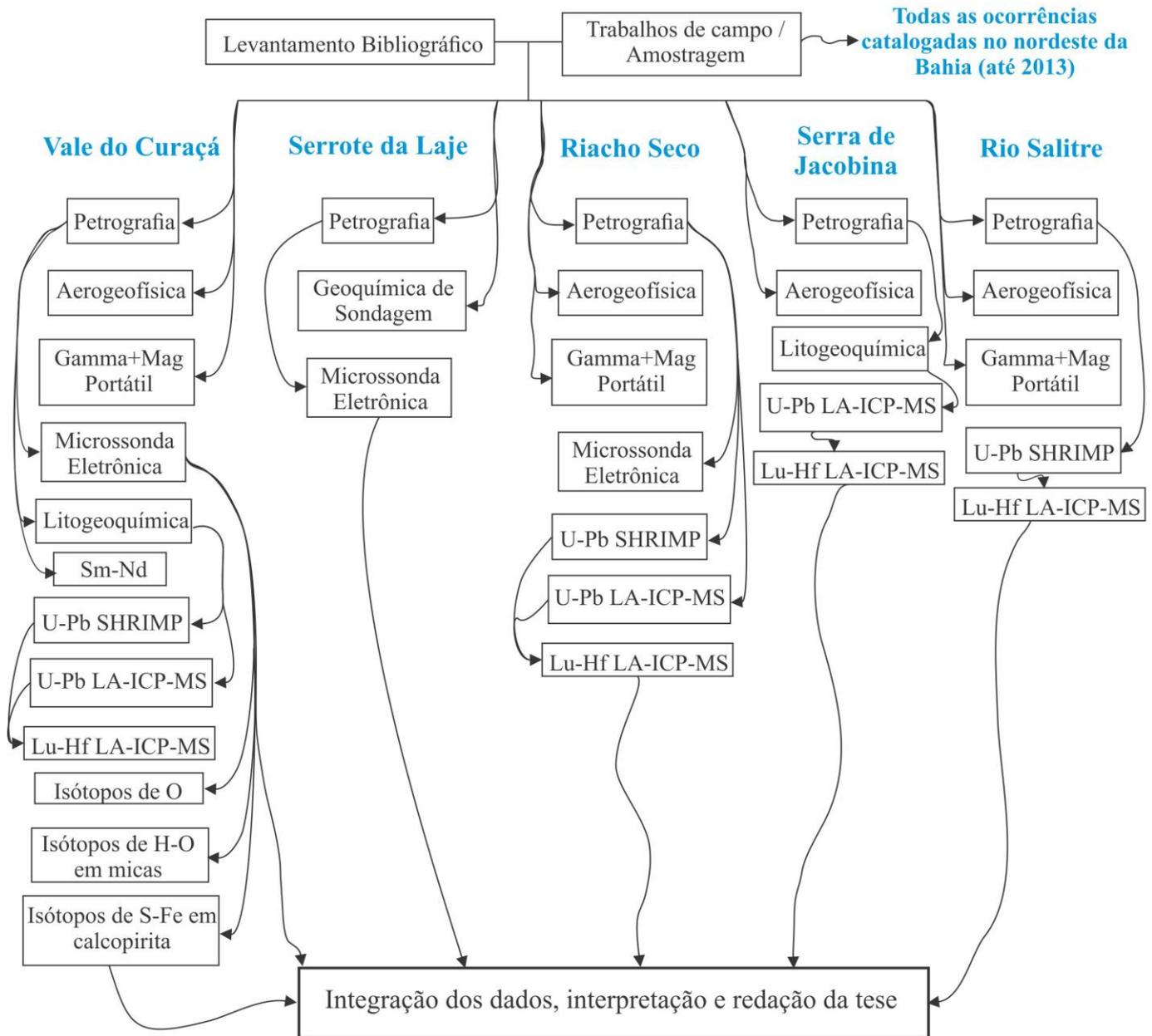
Visando lograr êxito nos objetivos estabelecidos na presente pesquisa, desenvolvida entre outubro de 2013 e julho de 2017, foram empreendidos diferentes métodos, de acordo com cada área estudada. As atividades foram realizadas no âmbito do “Projeto Mapa Metalogenético II: Banco de Dados e Análise Metalogenética 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. Parte da pesquisa (12 meses) foi conduzida na Queen’s University (em Kingston, Canadá), com bolsa CNPq/Ciência sem Fronteiras (n. 207718/2014-8).

Os métodos utilizados no desenvolvimento da pesquisa de Doutorado, organizados por cada região pesquisada, estão sumarizados no fluxograma da Figura 6. Cada um destes métodos é descrito nas subseções a seguir.

I.4.1 Levantamento Bibliográfico

A busca por publicações referenciais, sejam elas livros, textos, resumos em anais de eventos ou artigos em periódicos especializados, é indispensável à pesquisa científica. Desde o início do desenvolvimento da presente tese, foram buscadas pesquisas sobre a geologia regional do CSF, sobre as mineralizações da PCNEM, além de temas pertinentes à metalogênese do cobre, em diferentes locais do planeta. Esta prospecção no meio acadêmico norteou os trabalhos, em diferentes níveis, e esteve presente em todos os estágios do desenvolvimento da presente pesquisa.

Figura 6: Fluxograma dos métodos utilizados no desenvolvimento da pesquisa sintetizada na presente tese.



Fonte: autor.

I.4.2 Trabalhos de campo e amostragem

Doze campanhas de campo, com duração média de uma semana, foram realizadas, sendo seis delas para o Vale do Curaçá, com aproximadamente uma campanha em cada uma das outras áreas estudadas. O objetivo primário dos levantamentos de campo foi o reconhecimento das 136 ocorrências de cobre da PCNEBA, catalogadas até o início da pesquisa. Buscou-se confirmar ou não a presença das ocorrências, descrevendo o litotipos,

estruturas, presença de halos de alteração hidrotermal, intensidade de intemperismo para cada afloramento cadastrado, com foco nos processos metalogenéticos responsáveis por concentrações de cobre.

Nas áreas onde estão presentes jazidas e minas de cobre – Vale do Curaçá, Serrote da Laje e Riacho Seco – a amostragem teve como foco os depósitos cupríferos e seus entornos, da mesma forma buscando observar feições que remetessem à gênese das mineralizações de cobre. Nestas áreas estudadas, a amostragem foi centrada em testemunhos de sondagem das empresas: MCSA (Vale do Curaçá), Mineração Vale Verde Ltda./Aura Minerals Inc. (Serrote da Laje) e CBPM (Riacho Seco).

I.4.3 Petrografia

Como resultado da amostragem em campo e em testemunhos de sondagem, foram confeccionadas 251 seções delgadas polidas, sendo parte delas feita nos laboratórios da CBPM com polimento na Queen's University, e a maior parte nos laboratórios de laminação da CPRM em Salvador. Deste total de seções delgadas polidas, são: 99 dos depósitos do Vale do Curaçá; 53 de Riacho Seco, 48 de Serrote da Laje, 31 da Serra de Jacobina e 20 do Rio Salitre.

Para os depósitos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana, do DVC, ainda foram redescritas 47 lâminas elaboradas para a dissertação de mestrado (GARCIA, 2013), visando amostragem de isótopos estáveis. Ao longo dos capítulos da presente tese são expostas fotomicrografias selecionadas, representativas de aspectos relevantes às mineralizações estudadas. As imagens não sofreram edição em suas cores, apenas foram recortadas e legendadas seguindo o mesmo padrão.

I.4.4 Aerogeofísica e medidas em campo

O uso de diferentes métodos aerogeofísicos (radiométrico, magnetométrico e gravimétrico) é, reconhecidamente, uma ferramenta essencial para a identificação de feições estruturais regionais em diferentes ambientes tectônicos. A integração de diferentes levantamentos aerogeofísicos é amplamente utilizada no estudo metalogenético regional, buscando estabelecer as relações das unidades litológicas e estruturas com zonas mineralizadas. Medidas de radioatividade e susceptibilidade magnética em diferentes litotipos e minérios, em campo, tendem a balizar e apurar a interpretação de mapas aero-magnetométricos e aeroradiométricos.

Na presente pesquisa de Doutorado foram utilizados dados magnéticos e radiométricos de levantamentos aerogeofísicos realizados pela CBPM e pela CPRM. A área de estudo foi coberta pelo levantamento Riacho Seco-Andorinha, realizado em 2001 pela Lasa S/A, com linhas de voo a cada 250 m na direção E-W, e de controle a cada 2500 m na direção N-S. Os dados aerogeofísicos foram tratados e interpretados pelo geofísico MSc. Florivaldo Oliveira Sena, consultor do projeto Mapa Metalogenético II, sintetizados sob a forma de dois relatórios (SENA, 2016a; b).

Medidas geofísicas foram tomadas em diferentes unidades litológicas, sob diferentes graus de alteração hidrotermal e intempérica nos depósitos o Vale do Curaçá, Riacho Seco e Rio Salitre. Os equipamentos portáteis utilizados, cedidos pela CBPM, permitiram a tomada de medidas radiométricas (canais de U, Th e K) e de susceptibilidade magnética em diferentes rochas. Um equipamento gamma-ray espectrômetro RS-230 BGO Super-SPEC (Radiation Solutions Inc.) foi utilizado para as medidas radiométricas, enquanto para as medidas de susceptibilidade magnética utilizou-se um susceptibilímetro KT-10 Plus (Toshiwal Technologies Pvt. Ltd.)

A integração dos dados de campo com a aerogeofísica se deu na separação inicial dos mapas, e na interpretação visual qualitativa dos mapas radiométricos (U, Th e K) e magnéticos (Campo Magnético Total, 1ª derivada vertical e Sinal Analítico). Portanto, as conclusões para os dados aerogeofísicos apresentadas na presente tese de Doutorado baseiam-se em: (i) medidas em campo de variados litotipos; (ii) interpretação semi-quantitativa baseada nestas medidas; (iii) análise visual qualitativa de mapas aerogeofísicos; (iv) interpretação e domínios estabelecidos por Sena (2016 a; b).

Neste âmbito, utilizou-se a interpretação dos mapas aerogeofísicos para: (i) reconhecimento e delimitação dos domínios tectônicos; (ii) delimitação de grandes estruturas; (iii) refinamento dos limites de unidades litológicas importantes para os sistemas mineralizadores; (iv) compreensão do arcabouço estrutural e da alteração hidrotermal, em escala regional, das mineralizações e suas encaixantes. Parte destas interpretações foram apresentadas no XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, em Salvador, maio de 2017 (GARCIA et al., 2017).

I.4.5 Microsonda Eletrônica

Em janeiro de 2017, 22 seções delgadas polidas, foram submetidas à limpeza sob ultrassom e metalizadas com carbono e em seguida analisadas, no Laboratório de Microsonda

Eletrônica (ME) da Universidade de Brasília (UnB). Este laboratório é equipado com uma microsonda JEOL JXA-8230, que possui cinco espectrômetros 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 2 a 4 campos, primeiramente com EDS, para identificação primária do mineral e posteriormente com WDS. Diferentes fases minerais foram analisadas em cada área de estudo, conforme listado a seguir:

- Vale do Curaçá: 12 lâminas, resultaram em dados de micas e apatitas
- Serrote da Laje: 10 lâminas analisadas, com resultados em anfibólios, micas, granadas, calcopirita, bornita, calcocitas e espinélios.
- Riacho Seco: 6 lâminas, das quais foram analisados, anfibólios, micas, calcopirita e bornita.

Nos sulfetos foram analisados As, S, Bi, Pd, Ag, Sb, Pb, Au, Pt, Cd, Fe, Co, Ni, Cu e Zn. Nos espinélios e minerais de ganga, foram analisados F, Na₂O, MgO, SiO₂, Al₂O₃, CaO, K₂O, Cl, TiO₂, Cr₂O₃, SrO, FeO, MnO, BaO, V₂O₃ e NiO.

Para o cálculo das fórmulas estruturais dos minerais, foi adotada a metodologia descrita por Deer et al. (1992), com o uso do software Microsoft Excel 2010. Planilhas disponibilizadas pelo Laboratório de ME da UnB e por Tindle (2010) foram utilizadas para validar e balizar os cálculos. Os dados de sulfetos foram organizados e plotados em gráficos concebidos e elaborados, da mesma forma, com o Excel 2010.

I.4.6 Litogeoquímica

Dados geoquímicos quantitativos de elementos maiores, menores e traço em rocha total são utilizados em estudos petrológicos, geotectônicos e metalogenéticos de diversas naturezas, relacionando assinaturas geoquímicas características com variados processos geológicos. Resultados de análises litogeoquímicas de 123 amostras coletadas nos trabalhos de campo desta pesquisa (97 do Vale do Curaçá e 26 da Serra de Jacobina), além de geoquímica de sondagem do depósito de Serrote da Laje (dados da Aura Minerals Inc.), foram utilizados na presente pesquisa.

As amostras de rocha foram analisadas, através de convênio com a CBPM, pela SGS GEOSOL. Os elementos maiores, menores e traço foram analisados através da Fluorescência de Raios-X (pacote XRF-79C) e do ICP-OES com digestão à água-régia (pacote ICP-14B). Foram selecionadas 18 das 97 amostras do DVC, para análises de teores de cobre por Absorção Atômica (AAS41B), separadamente.

Os Elementos Terras Raras (ETR) foram analisados através do método ICP-MS (pacote IMS-95R). Segundo roteiro fornecido pela empresa, foram coletadas alíquotas de 0,1000 g das amostras previamente moídas e homogeneizadas, que foram fundidas com metaborato de lítio em mufla a 950 ± 25 °C. As massas fundidas das amostras foram transferidas para béqueres, contendo soluções de ácidos nítrico e tartárico, mantidos sob agitação até completa dissolução das massas fundidas. As soluções resultantes foram transferidas para balões volumétricos de 100 ml, avolumadas com a solução de ácido nítrico e ácido tartárico, homogeneizadas e submetidas às devidas diluições para a determinação de ETR no ICP-MS. O espectrômetro ELAN DRC II da marca PerkinElmer SCIEX foi o equipamento utilizado para a realização das análises.

Análises geoquímicas de 8 furos de sondagem de Serrote da Laje, amostrados metro a metro, foram fornecidas pela Mineração Vale Verde Ltda./Aura Minerals Inc., perfazendo mais de 2000 amostras coletadas. Destes, 2 furos foram interpretados e constam na presente tese. As amostras coletadas nos furos de sondagem foram enviadas à SGS GEOSOL, onde foram quantificados 35 elementos (entre eles Cu, Fe e Ni) pelo método ICP-OES. As amostras com teor de Cu acima de 0,2% foram reanalisadas por AAS, e com Fe acima de 40% por XRF. Teores de Au, Pd e Pt foram estimados através de pré-concentração *fire assay* (FA50; SIMPSON, 2008). Para a confecção dos diagramas do tipo Harker, multielementares e ETR foi utilizado o software GCDkit (JANOŮŠEK et al., 2006) versão 4.0. As demais manipulações matemáticas, estatísticas e gráficas foram feitas com o Microsoft Excel 2010.

I.4.7 Análises Sm-Nd

Dados isotópicos de Sm e Nd são tradicionalmente utilizados em projetos de mapeamento regional, com intuito de determinar traçadores petrológicos e processos que remetam a fontes mantélicas antigas. A interpretação dos resultados obtidos por estes métodos é, frequentemente, dificultada por processos metamórficos e metassomáticos secundários, que tendem a imprimir novas assinaturas nos litotipos estudados. Considerando a importância de

processos de mobilidade geoquímica primária associado a mineralizações hidrotermais, o uso de isótopos Sm-Nd pode ser empreendido como ferramenta de investigação.

No presente estudo, foram analisadas para isótopos de Sm-Nd 10 amostras de litotipos do Vale do Curaçá, mineralizados e alterados hidrotermalmente, no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFRGS. Após a pesagem das amostras (aprox. 1 g), adicionou-se 0,1 ml do traçador misto $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ (RS 1) em recipiente plástico (Savilex). O processo de abertura das amostras, feito em seguida, dá-se com a introdução de 1 ml de ácido nítrico (HNO_3) e 6 ml de ácido fluorídrico, mantendo o sistema em chapa quente para secagem por três dias. Após a secagem do resíduo, adicionou-se 3 ml de ácido clorídrico (HCl), para obter a chamada “solução da amostra”.

A separação química se deu em colunas de Sm/Nd preenchidas por uma resina aniônica LN-B50-A de 100 a 200 μm . Para a separação do Sm e Nd, adicionou-se 2 e 11 ml de HCl nas colunas, respectivamente. Após a fase de separação química os Savilex contendo as alíquotas de Sm e Nd foram totalmente secos e analisados em um espectrômetro Micromass VG SECTOR 54 Multi-collector, no qual foram determinadas as razões isotópicas. As análises foram ajustadas segundo padrões interno e externo (NBS-987, Carbonato de Estrôncio), e sintetizadas em uma planilha do Microsoft Excel.

I.4.8 Geocronologia U-Pb SHRIMP

A determinação da idade das rochas hospedeiras, encaixantes e associadas das mineralizações é um ponto central para o estabelecimento de modelos metalogenéticos confiáveis. A geocronologia U-Pb é, ainda, vista como o mais robusto e confiável método de datação para a geologia. Análises pontuais em zircões possibilitam a interpretação de diferentes eventos tectônicos em uma população restrita de grãos, constituindo dados muito relevantes para a história geológica de terrenos metamórficos polideformados.

Análises U-Pb SHRIMP IIe (*Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*) conduzidas em quatro amostras (2 do Vale do Curaçá, 1 de Riacho Seco e 1 do Rio Salitre), foram realizadas no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da USP, em fevereiro de 2015. A metodologia do SHRIMP IIe da USP está descrita, com detalhes, em Sato et al. (2014). A seguir, um sumário dos procedimentos adotados nestas análises.

Os cristais de zircão são fixados em uma fita adesiva de dupla face e em seguida são fixados por meio de resina epóxi. Sobre os cristais presos na fita é colocado um molde de teflon de 1 polegada (2,54 cm) e dentro deste molde é despejada a mistura de resina e

endurecedor. Depois o disco de resina solidificada contendo os cristais (*mount*) é cortado a uma altura de 5 mm. O "mount" é lixado até que o mineral preso seja desbastado da ordem de 40 a 50% do seu volume inicial. Em seguida o disco é polido com uma pasta contendo micropartícula de diamante (1 a 3 μm) durante 10 a 20 minutos. Antes de receber revestimento de fina camada de ouro para obtenção da imagem de catodo luminescência o disco de epóxi deve ser descontaminado.

Para a obtenção da imagem de catodoluminescência (CL), o *mount* é metalizado com uma fina camada de ouro (espessura de ~ 3 nm). A imagem de catodoluminescência (CL) é obtida no MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) de marca FEI usando seguintes características: tensão de aceleração de elétron = 15Kv; distância de trabalho - 16.9mm; detector = PMD; emissão do filamento = 100 μA e faixa de ampliação = 95 a 250 vezes. Para análise isotópica "in situ" no SHRIMP o *mount* foi novamente remetalizado até atingir espessura de 8 a 10 nm de fina camada de ouro. No procedimento, constam feixes de íons primários e secundários.

Os feixes de íons primários estão na forma de O^- , O_2^- , e com pequenas quantidades de H_2O^- , N_2O^- . O feixe de íons primários é acelerado (10KV) com uma velocidade de 884000 Km/h na direção do campo eletro-magnético onde somente a massa O_2^- é selecionada para ir na direção do alvo. O impacto deste feixe de íons O_2^- contra o alvo (por, exemplo zircão) produz feixe de íons secundário saindo do material em estudo. As condições analíticas utilizadas de forma rotineira para feixes de íons de oxigênio O_2^- são: fenda Kohler = 120 μm , fenda *brightness* = 30 ηm e densidade do feixe de íons primários é da ordem de 6 – 4 ηA .

O feixe de íons secundários produzidos é acelerado, colimado e focalizado com fenda de saída (source slit) de 80 μm ($\sim 90\%$ do feixe total) indo na direção de analisador eletrostático (ESA). Após passar por ESA a massa de interesse é selecionada no campo eletromagnético com alta resolução, normalmente maior que 5000 a 1% da base, e finalmente os isótopos são detectados no sistema de coletores. A câmara de detector contém 1 multiplicador de elétron de dinodo discreto (ETP), 5 multi ion counting (MIC) de dinodo contínuo e 1 Faraday cup. Para análises dos isótopos de U, Th e Pb em cristal de zircão e utilizado apenas o detector ETP.

As condições analíticas dos feixes de íons secundários são: Raster: 2 minutos com tamanho de *spot* de 60 μm e com adição de 0.5 minutos (*spot* fixo de 30 μm) para limpeza no ponto central. O programa utilizado no SHRIMP é LabVIEW – 8.5, SW version 2. Os dados analisados no SHRIMP são transportados no programa SQUID 1.06 onde são reduzidos e as

tabelas das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ saem com todas as correções compatíveis para utilização de planilhas Excel.

O critério de rejeição é feito com base no programa de SQUID. O método de correção matricial é feito com base no digrama $\text{Ln}(\text{Pb}/\text{U})$ vs $\text{Ln}(\text{UO}/\text{U})$. A correção de Pb comum para zircão é com base ^{204}Pb de Stacey–Kramers (1975). O padrão **SL13** é utilizado para normalização de concentração ($\text{U}=238\text{ppm}$) e para a normalização da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão será utilizado Temora 2 com idade de 416.78Ma (Black et al. 2004). Para elaboração do diagrama de concórdia foi utilizado o *software* ISOPLOT 4.

I.4.9 Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS

Foram feitas análises U-Pb em zircão adicionais, pelo método LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry*).

Duas amostras (uma do granito de Campo Formoso na Serra de Jacobina, e outra de anfibolito de Riacho Seco) foram datadas no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP, no ano de 2016. A metodologia aplicada está detalhada em Sato et al. (2010). Os isótopos de U, Th e Pb foram coletados usando o equipamento *Thermo-Fisher Neptune laser-ablation multi-collector inductively couple mass spectrometer* (ICP-MS), com sistema de laser de fótons ArF-193 μm , operando a uma frequência de 6 Hz, e intensidade de 5 J, para produzir um spot com tamanho de 29 μm . As correções necessárias, do fracionamento isotópico da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ induzido pelo laser, e a discriminação instrumental foram parametrizadas com o zircão padrão GJ-1. Os dados foram disponibilizados sob a forma de planilhas Excel.

I.4.10 Análises isotópicas Lu-Hf LA-ICP-MS

Razões de isótopos de Lu e Hf em zircões vêm sendo usadas, na última década, como ferramenta adicional para a compreensão dos processos mantélicos e crustais registrados nestes minerais. Estes dados são, essencialmente, confrontados com os dados isotópicos do sistema U-Th-Pb e apresentam similaridades com o sistema Sm-Nd, em relação à interpretação dos resultados, *i.e.*, uso do ϵHf para distinção entre magmas juvenis e de reciclagem.

Durante a presente pesquisa de Doutorado, foram analisadas no CPGeo/USP zircões de 10 amostras do Vale do Curaçá, Riacho Seco, Rio Salitre e do Granito de Campo

Formoso. Além das 6 amostras analisadas pelos métodos U-Pb, isótopos de Lu e Hf foram quantificados nas 4 amostras datadas no desenvolvimento da pesquisa de mestrado do autor (GARCIA, 2013). As análises foram conduzidas nos mesmos campos analisados pelos métodos U-Pb SHRIMP e U-Pb LA-ICP-MS.

A metodologia para análises Lu-Hf LA-ICP-MS aplicadas no CPGeo/USP é detalhadamente explanada em Sato et al. (2009). O equipamento utilizado é o mesmo *Neptune multi-collector ICP-MS* equipado com sistema de laser de fótons, utilizado nas análises U-Pb LA-ICP-MS. O tamanho do *spot* utilizado foi de 39 μm de diâmetro, com tempo de abrasão de 60 s, taxa de repetição de 7 Hz e He utilizado como gás carreador. As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ foram normalizadas para $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,7325$, e a razão $^{176}\text{Hf}/^{175}\text{Hf}$ de 0,02669 foi utilizada para calcular $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$.

Variações isotópicas do padrão GJ1 foram utilizadas para correções de desvio de massas. Os valores de ϵHf foram calculados com base na constante de decaimento do ^{176}Lu de $1,867 \times 10^{-11}$, e razão do condrito atual de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282772$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$. Um modelo continental em dois estágios (T_{DM}) foi utilizado para calcular o $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial do zircão e razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,222$ para a crosta continental inferior. Os dados foram tratados e dispostos em planilhas do Microsoft Excel.

I.4.11 Isótopos estáveis de oxigênio

Isótopos estáveis são conhecidos traçadores petrológicos e metalogenéticos, amplamente utilizado na Geologia Econômica, com diversas finalidades. Os sistemas de isótopos estáveis têm seu fracionamento dependente de processos físico-químicos ou biológicos, e não do tempo, os mais utilizados são C, O e H. As análises de isótopos de O são expressas na razão $\delta^{18}\text{O}$ (em per mil, ‰), calculada pela relação entre os isótopos ^{18}O e ^{16}O . Para a presente pesquisa, 20 amostras do Vale do Curaçá foram analisadas para $\delta^{18}\text{O}$ no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da UFPE, sendo 8 de quartzo, 6 de flogopita, e uma amostra de: hiperstênio, diopisídio, magnetita, serpentina e barita.

Os minerais foram selecionados através da catação em lupa binocular, das amostras semipulverizadas. A abertura dos minerais foi feita com a utilização de BrF_5 , em um processo que dura cerca de 15 dias. O oxigênio liberado por essa reação é posto para reagir com grafita, formando CO_2 , analisado, então por espectrômetro de massa Finnigan MAT 251. Os resultados,

reportados segundo o padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), apresentam precisão em torno de $0,02 \pm 0,28 \text{ ‰}$.

I.4.12 Isótopos estáveis de H-O e S-Fe

A integração de diferentes sistemas de isótopos estáveis traz uma visão ampla dos processos físico-químicos que atuaram para gerar concentrações minerais. A associação de dados isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ e δD (razão entre ^1H e ^2H) é uma das mais utilizadas em depósitos hidrotermais, visando determinar fontes de fluidos. Estudos relacionam dados de sistemas isotópicos já bem estabelecidos, com razões isotópicas pouco estudadas, inclui-se $\delta^{56}\text{Fe}$ ($^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$) e $\delta^{57}\text{Fe}$ ($^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$), chamados de “isótopos exóticos”, é um campo de pesquisa novo e em expansão. Já foi demonstrado que os valores de $\delta^{34}\text{S}$ em amostras do DVC são diretamente associadas a diferentes estágios de mineralização (TEIXEIRA et al., 2010a; GARCIA, 2013).

A presente tese traz os resultados de análises do sistema $\delta^{18}\text{O}$ - δD (aqui denominado de H-O) em amostras de micas, e do sistema $\delta^{34}\text{S}$ - $\delta^{56}\text{Fe}$ (aqui denominado de S-Fe) em amostras de calcopirita, dos depósitos do Vale do Curaçá. As análises, não disponíveis nos laboratórios brasileiros, foram feitas no QFIR – *Queen’s Facility for Isotope Research*, da Queen’s University (Kingston, Canadá), no âmbito do programa Ciência sem Fronteiras (CNPq). Os minerais foram extraídos de disseminações, veios e bolsões de testemunhos de sondagem com a utilização de uma broca adiamantada com diâmetro de 0,1 mm.

Para as análises de isótopos de oxigênio, a extração se deu a partir de amostras de 5 mg, a 550-600°C, de acordo com o procedimento convencional utilizando BrF_5 . As análises foram feitas, por via dupla, em um *Thermo-Finnigan Delta^{Plus} XP Isotope-Ratio Mass Spectrometer* (IRMS). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são reportados relativos ao padrão Viena-SMOW (VMOW), com precisão de 0,1 ‰.

As amostras para análises de hidrogênio foram pesadas em capsulas de prata, degaseificadas por uma hora a 100°C, e então maceradas e carregadas em um auto amostrador, em branco. A composição isotópica de hidrogênio foi medida utilizando um analisador elementar Thermo-Finnigan a termo-combustão (TC/EA) acoplado a um *Thermo-Finnigan Delta^{Plus} XP Continuous-Flow Isotope-Ratio Mass Spectrometer* (CF-IRMS). Os valores de $\delta^2\text{H}$ são expressos segundo o padrão VSMOW, com uma precisão de 0,1 ‰.

Para análises de enxofre e ferro, as amostras foram pesadas em cápsulas de estanho e suas composições isotópicas medidas com um *MAT 253 Stable Isotope Ratio Mass*

Spectrometer acoplado a um Analisador Elementar Costech ECS 4010. As razões de isótopos de enxofre foram calculadas segundo o padrão internacional Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT), e são reproduzíveis a 0,2 ‰. Isótopos de ferro são calculados segundo padrões internos e reportados como ^{56}Fe , ^{57}Fe e $\delta^{56}\text{Fe}$, respectivamente.

I.4.13 Integração dos dados, interpretação e redação da tese

Os dados gerados pela pesquisa do presente Doutorado foram, progressivamente, confrontados e integrados com aqueles disponíveis na bibliografia. A interpretação destes resultados resultou na redação da presente tese. Os dados georreferenciados foram compilados e manipulados através do *software* QGis Desktop 2.18.10, tendo sido as figuras editadas com a utilização do CorelDraw X7 HomeStudent. Os dados numéricos e tabelas foram tratados no Microsoft Excel 2010, assim como o texto desta tese de doutoramento foi redigido no Microsoft Word 2010.

I.5 APRESENTAÇÃO E ESTRUTURA DA TESE

A presente tese de Doutorado em Geologia é o resultado da pesquisa desenvolvida entre outubro de 2013 e julho de 2017, sob o âmbito do projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia – Fase II. Dados geológicos e geocronológicos inéditos obtidos no Vale do Curaçá, em Riacho Seco, na Serra de Jacobina, no Complexo Rio Salitre e no depósito de Serrote da Laje possibilitam um refinamento na história geológica da região nordeste do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais. Os métodos geoquímicos empreendidos, juntamente com os isótopos estáveis, evidenciam a complexa história metalogenética desta porção crustal. Os aspectos mais importantes da Geologia e Metalogenia Regional estão descritos no capítulo II.

Entre os capítulos III e X são expostos os dados obtidos durante o desenvolvimento do Doutorado. Cada capítulo é dotado de discussões e conclusões parciais que permitirão, futuramente, a submissão como artigos em revistas científicas indexadas. As ocorrências e pequenos depósitos são sumarizados no Capítulo III, que traz um panorama sobre a PCNEBA. Nos capítulos IV, V e VI estão dispostos as características geológicas, geotectônicas e metalogenéticas dos depósitos cupríferos do DVC.

No capítulo VII estão descritas as mineralizações e a geocronologia da região de Riacho Seco, integrante da Província Borborema no extremo norte da Bahia. O Capítulo VIII sintetiza os principais aspectos relativos às mineralizações e reações metassomáticas

observadas no depósito de Cu-Au-Fe-V de Serrote da Laje (Arapiraca, Alagoas). O capítulo de Conclusões (IX) congrega dados da bibliografia com aqueles expostos nas demais seções da tese, trazendo um modelo tectônico-metalogenético integrado para as mineralizações cupríferas estudadas na região nordeste do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais.

CAPÍTULO II

GEOLOGIA E METALOGENIA REGIONAL

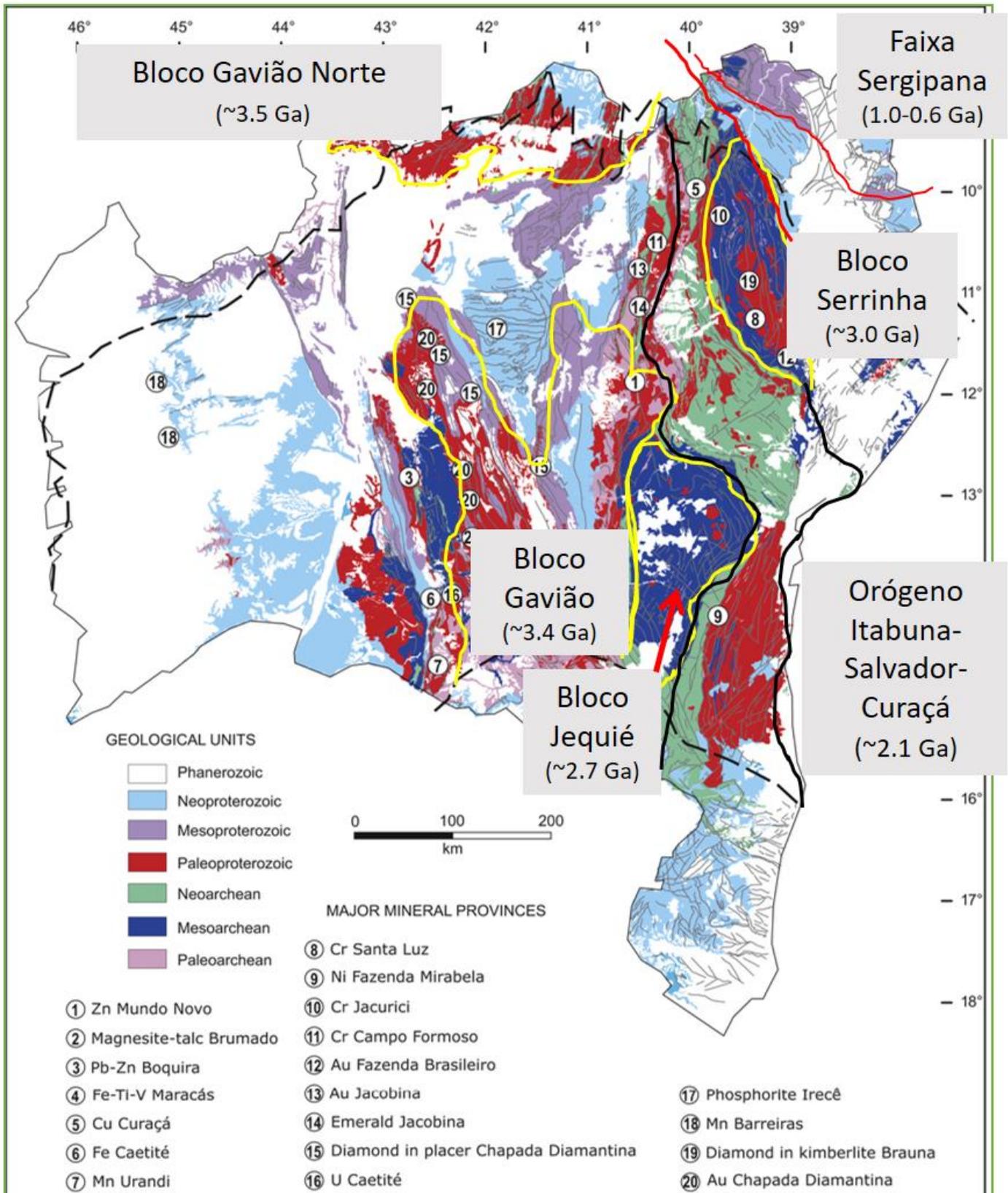
O estado da Bahia está inserido, quase que em sua totalidade, na entidade geotectônica denominada de Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977). O conceito de cráton remete a uma porção da crosta continental que, durante um evento orogênico, não teve seu embasamento envolvido pelas deformações consequentes da acreção continental, embora suas coberturas sejam envolvidas pela deformação, em um estilo denominado epidérmico.

O Cráton do São Francisco representa a extensão de crosta continental que não sofreu deformação direta, comportando-se como um ante-país durante o ciclo orogênico brasileiro, no Neoproterozoico (ALKMIM et al., 1993). As unidades que constituem as coberturas do CSF são o registro de seqüências paleo, meso e neoproterozoicas, representadas pelos Supergrupos Espinhaço e São Francisco (BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996).

A história do embasamento do cráton, no entanto, remete a períodos mais antigos, onde, grande parte deste é composto por rochas de idade mesoarqueana (BARBOSA & SABATÉ, 2004). Estas rochas estão associadas a três blocos continentais arqueanos que permaneceram estáveis durante a orogênese paleoproterozoica, são eles, em ordem de idades: o Bloco Gavião (BG), com litotipos datados em torno de 3,4 Ga; o Bloco Serrinha (BS) datado em torno de 3,0 Ga; e o Bloco Jequié (BJ), datado em torno de 2,7 Ga (Figura 7; ALKMIM et al., 2004; BARBOSA & SABATÉ, 2004).

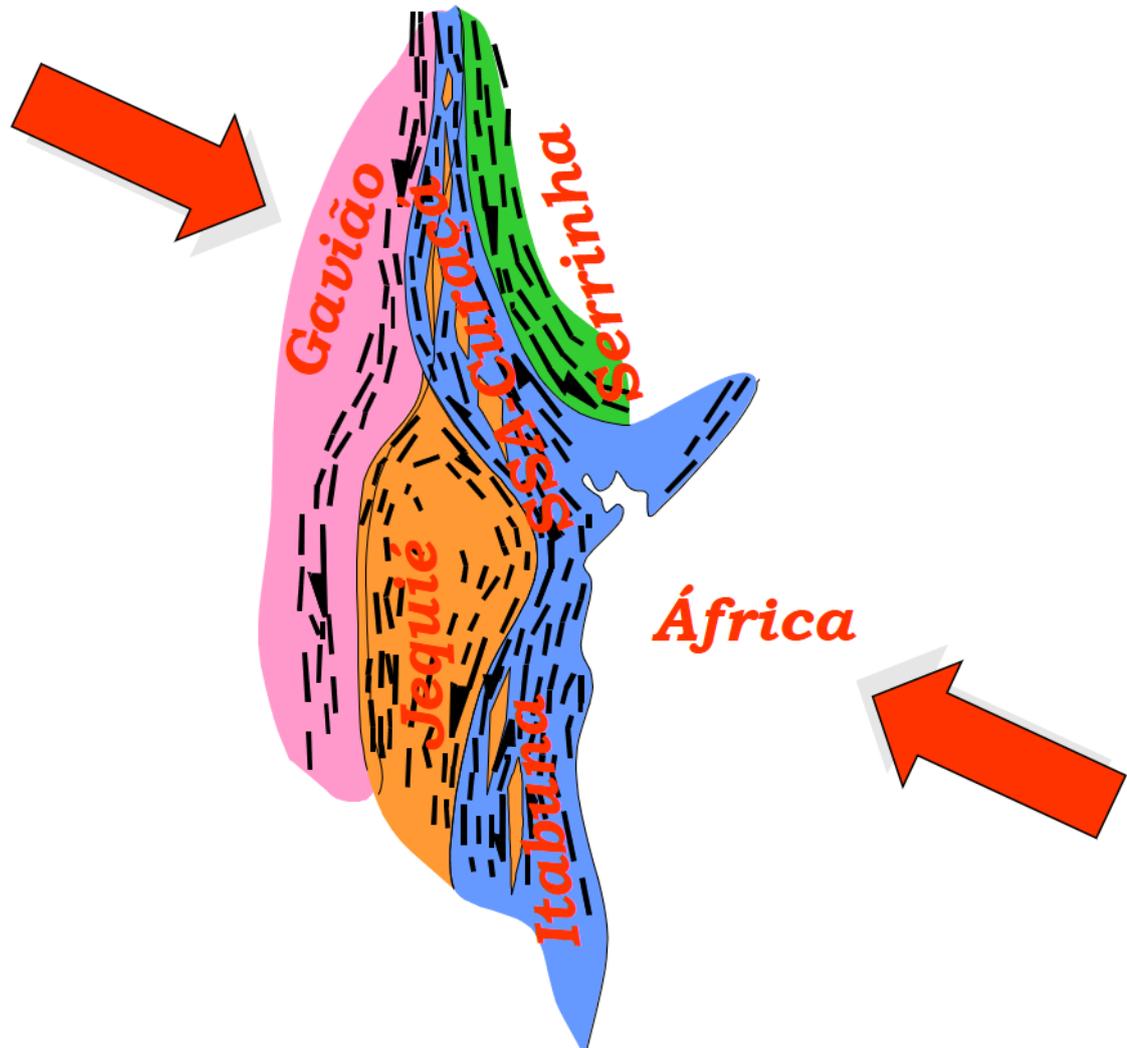
Estes blocos colidiram, durante o Paleoproterozoico (ca. 2,0 Ga), o que culminou na formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC; Figura 8), que atualmente é representado por um cinturão de rochas metamórficas, exibindo alto grau de deformação, e metamorfismo em fácies anfibolito alto a granulito, exibindo geometria de uma megafloca positiva (BARBOSA & SABATÉ, 2004; LEITE, 2002). Predominam litotipos orto e paraderivados, correspondendo, respectivamente, a protólitos ígneos, representantes da suíte TTG (tonalito-trondjmito-granodiorito), e sedimentares, representados predominantemente por pelitos, com quartzitos, formações ferríferas, grafita-xistos, calcissilicáticas, entre outras rochas supracrustais como associações secundárias (KOSIN et al., 2003; BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996).

Figura 7: Mapa geológico simplificado (por eras) do Estado da Bahia, onde estão delimitados os blocos que compõem o embasamento do Cráton do São Francisco.



Fonte: modificado de Teixeira et al. (2010b).

Figura 8: Posição postulada dos Blocos Gavião, Jequié e Serrinha durante a orogênese orosiriana-riaciana, responsável pela edificação do OISC.



Fonte: modificado de Barbosa & Sabaté (2004).

II.1 BLOCO GAVIÃO

O Bloco Gavião, segundo Menezes Leal et al. (2005), é constituído por gnaisses por vezes migmatizados, de composição TTG na fácies anfíbolito; rochas vulcanossedimentares e granitoides arqueanos / paleoproterozoicos. Bastos Leal et al., 1998, datou através dos métodos U/Pb, Pb/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar, corpos plutônicos constituídos por três grupos de TTG's na fácies anfíbolito e associados a três eventos magmáticos. O primeiro corresponde ao TTG Sete Voltas/Boa Vista-Mata Verde e ao Tonalito Bernada, com idade U-Pb SHRIMP entre 3,4

e 3,2 Ga –paleoarqueano, através de episódios sucessivos de plutonismo. O segundo é composto pelos granitoides Serra do Eixo, Mariana, Piripá, com idade U-Pb SHRIMP entre 3,2 e 3,1 Ga, resultante de uma crosta continental oriunda da fusão parcial de basaltos toleíticos, onde somente o segundo sofreu contaminação crustal. O terceiro corresponde aos Maciços Lagoa do Morro, Serra dos Pombos e Malhada de Pedras, que evoluiu associado a um intenso plutonismo granodiorítico e granítico, que parece estar sincronizado com a intrusão de rochas enderbíticas-charnoquíticas no Bloco Jequié de idades 2,8 e 2,9 Ga (BASTOS LEAL, et al., 1998). Antes, durante e depois da colisão entre o Bloco Gavião e Jequié, ocorrida a cerca de 2,0 Ga, houve intenso plutonismo peraluminoso a metaluminoso, de caráter cálcio-alcálico (MENEZES LEAL et al., 2005).

Cruz et al. (2016), baseado em dados geoquímicos e geocronológicos, classificam os granitos da porção sul do Bloco Gavião em cinco grupos (ou suítes): 1 (2324±6 a 2091±6,6 Ma), 2a (2054 -6/+8 a 2014±23 Ma), 2b (2066±37 a 2019±32 Ma), 2c (2058±8 a 1852±50 Ma) e 2d (2014±12 a 1929±16 Ma). Os autores sugerem um modelo cordilheriano para o Arco Magmático do Oeste da Bahia, em uma subducção com vergência para oeste, de acordo com a distribuição espacial dos granitoides dos grupos 1 e 2a. Os granitoides tardi-colisionais das suítes 2a a 2d se colocaram após a colisão entre as paleoplacas Gavião e Jequié, em torno de 2,09 Ga (CRUZ et al., 2016).

Segundo Barbosa et al. (2012), gnaisses e migmatitos da fácies anfíbolitos, amplamente recobertos por extensões de formações superficiais neógenas, são os principais representantes do extremo setentrional do Bloco Gavião. Dantas et al. (2010) obtiveram duas populações com idades U-Pb em zircão concordantes em gnaisses da região de Petrolina (Pernambuco): 3537±8 Ma e 2564±11 Ma, além de 603±130 Ma no intercepto inferior, relacionado à percolação de fluidos e metamitização dos zircões. Rochas gnáissicas e migmatíticas, não datadas geocronologicamente, ocorrem a leste e a oeste da Serra de Jacobina e, devido à sua semelhança, são consideradas como integrantes do Bloco Gavião Norte por Barbosa et al. (2012).

II.1.1 Sequências meta-vulcanossedimentares e *Greenstone Belts*

A entidade geotectônica denominada de Bloco Gavião abriga em seu interior diversas sequências vulcanossedimentares datadas (ou consideradas) do Arqueano, algumas delas com características particulares que permitem a sua denominação como *Greenstone Belts* (GB; SILVA & CUNHA, 1999). São elas: Mundo Novo, Contendas-Mirante, Umburanas,

Riacho de Santana, Boquira, Guajeru, Brumado, Rio Salitre, Ibitira-Ubiraçaba, Urandi, Licínio de Almeida, onde as duas últimas não foram caracterizadas como Greenstone Belts, sendo caracterizadas como sequências vulcanossedimentares (SILVA & CUNHA, 1999; ARCANJO et al., 2000; GUIMARÃES et al., 2005; CUNHA et al., 2012).

As sequências do tipo Greenstone Belt são estruturas típicas do Arqueano, que podem ocorrer também em terrenos Paleoproterozoicos, que recebem esta denominação apenas quando são observados todos os elementos da sua estratigrafia tipo. Da base para o topo, uma sequência GB possui as associações: (i) Vulcanismo Ultramáfico-máfico, onde constam rochas das séries komatiítica e toleítica, sendo que os primeiros são menos frequentes em sequências paleoproterozoicas; (ii) Sequência sedimentar clástica, representada por quartzitos, metagrauvas, metaconglomerados, filitos e xistos; (iii) Sequência sedimentar química, composta por formações ferríferas e manganésíferas e por vezes silexitos; (iv) Vulcanismo félsico; (v) Sequência Sedimentar Plataformal, formada por carbonatos e turbiditos; (vi) Granitogênese tardia, granitoides frequentemente cálcio-alcálicos intrudem a sequência. A pilha de supracrustais deve apresentar-se deformada e metamorfizada em fácies xisto verde até anfíbolito baixo, no máximo (SILVA & CUNHA, 1999; CUNHA et al., 2012).

Os GB's do Bloco Gavião apresentam, de modo geral, essa configuração, com particularidades a cada uma (SILVA & CUNHA, 1999). As rochas vulcânicas da base das sequências tiveram idades modelos obtidas pelo método Sm/Nd por diversos autores e apresentam idades entre 3,2 e 3,0Ga (Silva & Cunha, 1999; Cunha, 1994; Marinho, 1994; Arcanjo *et al.*, 2000). O metamorfismo destas sequências é datado por volta de 2,7 Ga em rochas do embasamento e em vulcânicas félsicas, e a granitogênese em torno de 2,0Ga (SILVA & CUNHA, 1999; CUNHA & FROES, 1994; MARINHO, 1994; ARCANJO et al., 2000).

O Complexo Rio Salitre é uma sequência vulcanossedimentar metamorfizada na fácies xisto-verde, de ocorrência restrita a sul do rio São Francisco (margem direita), estando recoberto, discordantemente, pelo Grupo Chapada Diamantina, na extremidade Sul. Este complexo foi subdividido em duas unidades: (i) Inferior, constituída por metabasaltos e ultramafitos, com níveis intercalados de metavulcânicas félsicas; e (ii) Superior, formada por metassedimentos pelíticos e psamíticos, e separada da anterior por um delgado horizonte de *chert* e pirita. Ambas estão contornadas por litotipos do Domínio Sobradinho e, de forma localizada, foram intrudidas por plutões graníticos (SOUZA & TEIXEIRA, 1981). Cunha et al. (2012) denominam essa sequência como Greenstone Belt Salitre-Sobradinho e a consideram de idade neoarqueana.

Mineralizações diversas são reconhecidas em grande parte dos Greenstone Belts e sequências meta-vulcanossedimentares depositadas sobre o Bloco Gavião (TEIXEIRA et al., 2010b; MISI et al., 2012). Mineralizações de ferro de manganês sin-sedimentar, com alguma remobilização hidrotermal, são reconhecidas na porção sul do Bloco Gavião, nas sequências Urandi e Caetitê-Licínio de Almeida, respectivamente (FIGUEIREDO, 2009; BORGES, 2012). Mais a norte, na região central do estado, formações ferríferas hospedam depósitos minerais hidrotermais de ouro na Sequência Contendas-Mirante (MARINHO, 1994), chumbo no Complexo Boquira (ESPOURTEILLE & FLEISCHER, 1980; GARCIA, 2011; MISI et al., 2012) e zinco no Greenstone Belt de Mundo (MISI et al., 2012). No extremo norte, são reconhecidas mineralizações fosfáticas (OLIVEIRA, 2016), além de concentrações de pirita-pirrotita nos litotipos do Complexo Salitre (RIBEIRO, 1998).

II.1.2 Serra de Jacobina

A região correspondente à Serra de Jacobina, que se estende a sul até a Sequência Contendas-Mirante é referida como lineamento Contendas-Jacobina, que constitui um sistema de empurrões e transcorrências aproximadamente meridional, que marca a zona de sutura entre os blocos arqueanos Gavião, Jequié e Serrinha durante a colisão paleoproterozoica (LEITE, 2002).

A oeste da margem ativa, estava a margem passiva no qual se depositaram as supracrustais da sequência correspondente ao Greenstone Belt de Mundo Novo (GBMN), são o Complexo Itapicuru e as Formações Bananeira e Cruz das Almas, e ao Complexo Saúde. Mais a sul, a deformação oriunda da tectônica reflexa foi responsável pela inversão da bacia na qual se depositava a Sequência Vulcanossedimentar Contendas-Mirante (SVCN), uma estrutura, também do tipo *greenstone belt* (MASCARENHAS et al., 1998; Leite & Marinho, *no prelo*). Outras sequências vulcanossedimentares, algumas do tipo *greenstone belt*, estão associadas ao Bloco Gavião, como Boquira, Umburanas, Riacho de Santana, Brumado, onde algumas já haviam sido deformadas durante a orogênese Jequié no Neoarqueano, *ca.* 2,7 Ga, (ARCANJO et al., 2001; GUIMARÃES et al., 2008).

Com a progressão da colisão, o fechamento do oceano implicou na colisão continente-continente e na instalação de uma bacia de ante-país (*foreland basin*, Figura 5c), onde se depositou, a norte, o Grupo Jacobina, composto das Formações Serra do Corrégo, conglomerados oligomíticos hospedeiros de mineralizações auríferas do tipo paleoplácer, e Rio do Ouro, quartzitos fuchsíticos com estratos cruzados e marcas de onda, ambos são hospedeiros

de ouro de origem hidrotermal (TEIXEIRA et al., 2001; LEITE, 2002, MASCARENHAS et al., 1998). A sul, depositou-se a Formação Areião, sobre a Sequência Contendas-Mirante, também em uma bacia de ante-país (LEITE & MARINHO, 2012).

Observam-se intrusões de corpos ultramáficos com contato cisalhante com os metassedimentos e o embasamento, possivelmente associados a lascas tectônicas do manto litosférico colocados durante a colisão paleoproterozoica, paralelos ao *trend* geral, colocados discordantemente com as encaixantes (SAMPAIO, 2001; LEITE & MARINHO, 2012), além de diques de diabásio perpendiculares ao *trend* e intrusivos nos primeiros.

O Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso encontra-se em contato intrusivo com o Complexo Mairi, e em contato erosivo sob os metassedimentos do Grupo Jacobina e do Complexo Itapicuru, além de ser fonte de sedimentos para os mesmos, indicando que o corpo foi colocado e exposto antes da deposição da sequência sedimentar, provavelmente associado a uma intrusão anorogênica (MISI & TEIXEIRA, 2008; MISI et al., 2012). Esta intrusão estratificada abriga importantes minas de cromita (Cascabulhos, Pedrinhas, Coitezeiros e Limoeiro) associadas a dunitos, peridotitos serpentinizados, com concentrações de Elementos do Grupo da Platina – EGP (LORD et al., 2004; MISI et al., 2012).

Diversos corpos de granitoides estão associados ao seguimento, referido genericamente como Serra de Jacobina, que inclui, de modo geral, os metassedimentos associados à margem passiva e à bacia de ante-país, orientados sob o *trend* geral N-S. São granitos peralcalinos, meta a peraluminosos, associados a magmas de fusão crustal e de sedimentos, colocados em diferentes estágios, sin, tardi a pós tectônicos, exibindo diferentes graus de deformação (LEITE, 2002).

Entre eles, destacam-se os Granitos de Campo Formoso, Carnaíba, Cachoeira Grande, Palmeirinha, entre outros. Estes corpos, em diferentes escalas exerceram deformação, por vezes, alterando localmente o *trend* dos metassedimentos da serra, além de terem sido fonte de fluidos hidrotermais que promoveram alteração das encaixantes, e proporcionaram mineralizações diversas, em alguns locais, associadas à interação dos fluidos com as encaixantes, como as esmeraldas de Carnaíba e Socotó, com molibdenita associada, além de ocorrência de turmalinas e escarnitos, por exemplo (LEITE, 2002; SAMPAIO, 2001; MISI & TEIXEIRA, 2008).

Baseado em dados de campo, geoquímicos e geocronológicos, Zincone (2016) considera a SVCM como um sistema plutônico-vulcânico de 3,3 Ga, com a porção superior desta sequência e o Complexo Saúde correspondendo a uma bacia de antepaís paleoproterozoico. Nesta porção o zircão detrítico mais jovem datado é em 2,07 Ga (idade

mínima) e o granito intrusivo em 2,03 Ga (idade máxima), mais a norte o autor sugere a presença de uma bacia em rifte intracontinental mais antiga correspondendo à base do Grupo Jacobina, cuja a idade mínima de deposição seria o GOE (*Great Oxygenation Event*; 2,4-2,5 Ga; ZINCONE, 2016). Barbuena (2017) relaciona, através de estudos geocronológicos e geoquímicos das supracrustais do GBMN, dois ciclos tectônicos: (i) deposição do GBMN em bacia de back-arc meso- a neoarqueana; e (ii) sedimentação clástica das unidades superiores, concomitante à sedimentação da Bacia de Jacobina. O autor aponta o sistema plutônico-vulcânico paleoarqueano da SVCMM como principal fonte de sedimentação das rochas metassedimentares clásticas do GBMN.

Importantes depósitos de ouro, explotados desde o século XVIII, ocorrem na Serra de Jacobina, principalmente hospedados pelos metassedimentos do Grupo Jacobina, também podem estar associados a rochas ultramáficas e diques máficos (TEIXEIRA et al., 2001). Teles et al. (2015) obtiveram idades de zircões detríticos em 8 amostras nos metassedimentos hospedeiros dos depósitos auríferos e sugeriram uma fonte paleoarqueana (TTG-Greenstone do Bloco Gavião, 3,2-3,5 Ga) com baixa duração de residência crustal (entre 150 e 350 Ma). Os processos metalogenéticos, amplamente comparados aos depósitos sul-africanos de Witwatersrand, compreendem concentração do ouro em paleopláceres com remobilização hidrotermal relacionada ao final da orogênese orosiriana-riaciana (TEIXEIRA et al., 2001; MISI et al., 2012).

II.1.3 Supergrupo Espinhaço

De acordo com Alkmim (2004), o Supergrupo Espinhaço é a unidade de maior expressão no aulacógeno do Paramirim e aquela que registra a sua instalação como um ramo dos rifts estaterianos de 1,75Ga (SCHOBENHAUS, 1993; SCHOBENHAUS et al., 1996). Engloba uma sucessão de sedimentos essencialmente terrígenos, com contribuições de vulcânicas ácidas a intermediárias na base (BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996, DANDERFER FILHO, 2000). O seu metamorfismo atinge, no máximo, condições de fácies xisto verde. A idade para o magmatismo ácido a intermediário da porção basal foi definida em 1.748 ± 1 Ma (BABINSKI et al. 1994).

Na Bahia, o Sistema de Rifts Espinhaço é constituído de dois ramos: o Rift Espinhaço Oriental, localizado na região fisiográfica da Chapada Diamantina, e o Rift Espinhaço Ocidental, na serra do Espinhaço Setentrional. Essas fossas tectônicas rift-*sag* armazenam, na Chapada Diamantina, os depósitos continentais e marinhos pertencentes aos

grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu, e, na serra do Espinhaço Setentrional, as unidades cronocorrelatas dos grupos Oliveira dos Brejinhos e São Marcos (GUIMARÃES et al., 2005; LOUREIRO et al., 2009).

Guimarães et al. (2005) separam as sequências sedimentares do SGE na região da Chapada Diamantina da seguinte forma: *Fase Sinrift*: Representada por depósitos continentais da tectonossequência Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro, limitada com as unidades inferiores (rochas do pré-Espinhaço) e superiores (rochas da fase pós-rift) por discordâncias erosivas e angulares; *Fase Pós-rift (Sag)*: corresponde ao período de subsidência flexural do rift, caracterizado pela ausência de atividade tectônica importante, que se reflete na pequena variação e na distribuição extensiva das litofácies, quando comparadas com as da fase anterior. A bacia é preenchida pelos depósitos das formações Mangabeira e Açuruá.

Na Serra do Espinhaço Setentrional Loureiro et al. (2009) separam as sequências do SGE da seguinte forma: *Fase Sinrifte*: representada pelos depósitos vulcanossedimentares das Fms São Simão, Sapiranga (DANDERFER FILHO, 2000) e Pajeú, limitada com as rochas inferiores do pré-Espinhaço e superiores da fase pós-rifte, por discordâncias erosivas e angulares; *Fase Pós-rifte*: instalou-se em decorrência da mudança de mecanismos geradores de subsidência, de mecânico para termo-flexural. A pilha sedimentar acumulada nessa sinéclise (*sag*) compreende os depósitos eólicos da Formação Bom Retiro, complementada pelas formações Riacho do Bento e Mosquito marinhas litorâneas a plataformas (LOUREIRO et al., 2009).

A deposição dos sedimentos do Grupo Chapada Diamantina, amplamente registrada na porção norte da Bahia, se deu no Calimiano (ca. 1,5 Ga) em ambiente fluvio-eólico e marinho raso, representados pelas formações Tombador e Caboclo, respectivamente (GUIMARÃES et al., 2005). A deposição da Formação Morro do Chapéu, relacionada a sistemas fluvio-deltaicos, se deu de forma mais restrita no Esteniano (ca. 1,1 Ga; LOUREIRO et al., 2009). Depósitos de paleoplácer auríferos e diamantíferos nas Formações Mangabeira e Tombador são lavrados desde os tempos coloniais. Da mesma forma, importantes concentrações hidrotermais de ouro, cassiterita e quartzo rutilado são garimpados nas vulcânicas da Formação Novo Horizonte (GUIMARÃES et al., 2005; MISI et al., 2012). Pequenos depósitos de Pb-Zn e Cu hidrotermal hospedados por carbonatos da Formação Caboclo (Brejo Grande da Martinha) foram lavrados como fonte de Pb durante a 2ª guerra mundial (ROCHA & MISI, 1992; MISI & TEIXEIRA, 2008)

II.1.4 Supergrupo São Francisco

De acordo com Alkmim (2004) e Cruz *et al.*, 2007 o Supergrupo São Francisco (SGSF) encontra-se preservado somente nos baixos estruturais do aulacógeno. No Espinhaço Setentrional, o SGSF é representado pelo Grupo Santo Onofre, o qual, constituído por um espesso pacote de turbiditos. Na região da Chapada Diamantina, o SGSF engloba o Gr. Una, que se divide nas Fms. Bebedouro e Salitre. A Fm. Bebedouro contém diamictitos, arenitos e pelitos, cuja deposição deu-se em ambiente glacio-marinho. A Fm. Salitre é composta por um pacote de rochas predominantemente carbonáticas, contendo intercalações de pelitos depositados em ciclos pós-glaciais (MISI & VEIZER, 1996; MISI & TEIXEIRA, 2008).

A sedimentação do SGSF aconteceu, entre 950 e 600 Ma (GUIMARÃES *et al.*, 2005; 2009; LOUREIRO *et al.*, 2009). Datações realizadas pelo método Rb/Sr e K/Ar em argilas da Fm. Bebedouro, na Chapada Diamantina, forneceram idades em torno de 958 ± 38 e 900 Ma (MACEDO & BONHOMME 1984). Para a Formação Salitre, os dados Rb/Sr em argilas antigênicas dos carbonatos apontam idades de deposição entre 750-850 Ma (MACEDO & BONHOMME 1984, MISI & VEIZER 1996).

O Gr. Santo Onofre e a Fm. Bebedouro representam, no aulacógeno, um novo pulso de subsidência mecânica, no qual as estruturas do rift Espinhaço foram intensamente reativadas (SCHOBENHAUS, 1996; DANDERFER FILHO, 2000). A Fm. Salitre, correlacionada ao Gr. Bambuí da Bacia do São Francisco, é interpretada como produto de uma transgressão marinha generalizada que vigorou no antepaís brasileiro (ALKMIM, 2004). As sequências sedimentares que recobrem e bordejam o CSF se depositaram em três grandes subdivisões ou megassequências: (i) glaciogênicas, diamictitos glaciais; (ii) carbonáticas que recobrem os tillitos, portadoras de mineralizações sedimentares de fosfato (lavradas em Lapão-Irecê), além de concentrações hidrotermais de fluorita (presentes na região de Serra do Ramalho), sulfetos de Pb-Zn (reconhecidas em Lapão e Nova Redenção) e de silicatos de Zn (responsáveis pela maior parte da produção de Zn do país, em Vazante, Minas Gerais); (iii) molássicas, silicatos de granulação grossa que ocorrem em discordância erosiva sobre os carbonatos do segundo ciclo (MISI *et al.*, 2007; MISI *et al.*, 2012).

II.2 BLOCO SERRINHA

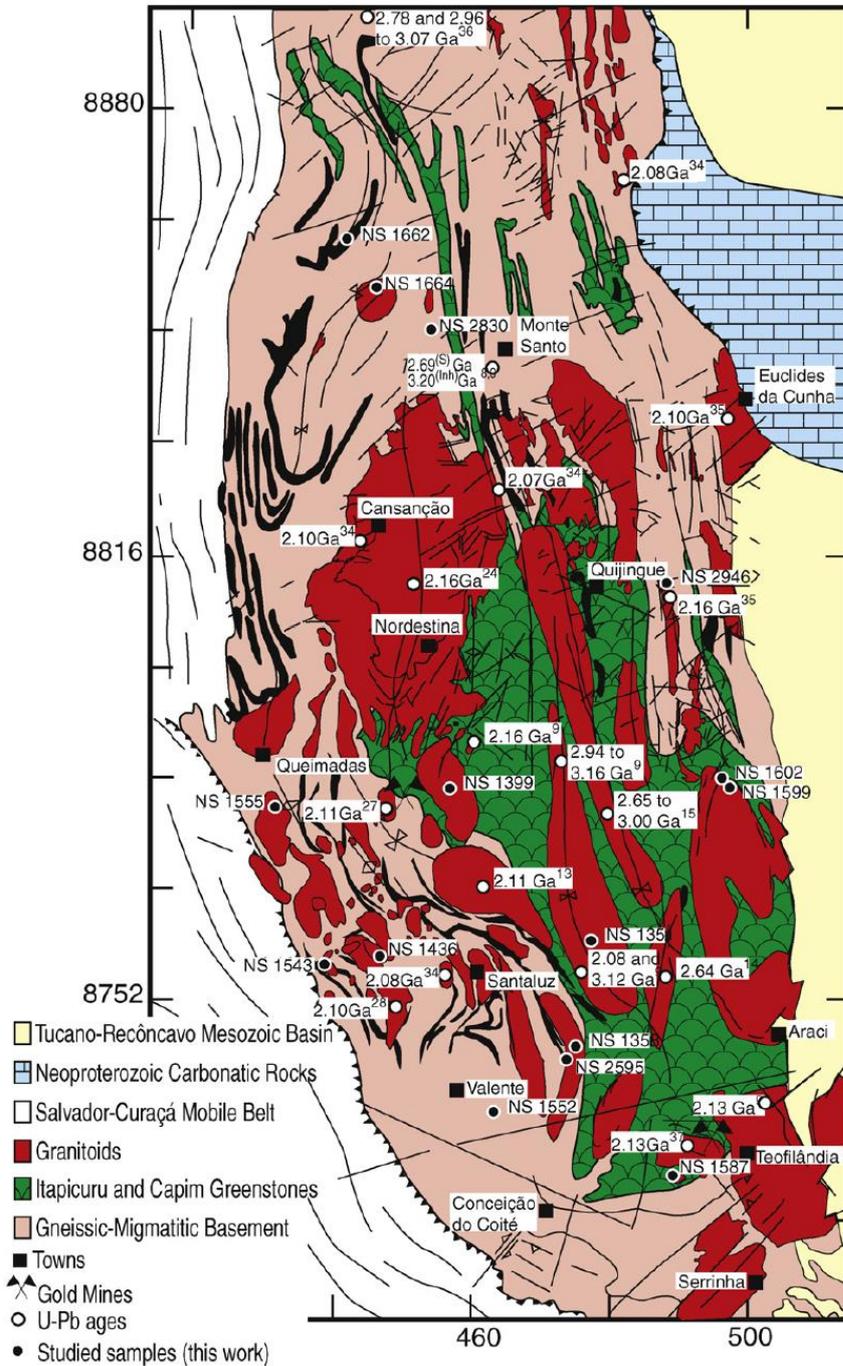
Denomina-se por Complexo Santa Luz os litotipos componentes do embasamento do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (GBRI), um complexo gnáissico migmatítico de idade próxima ao Complexo Uauá (3,3-3,1 Ga) com predominância dos termos tonalíticos a granodioríticos, associados a corpos de anfibolito, metabásicas e ultrabásicas, além de restos de supracrustais metamorizadas nas fácies anfibolito e granulito. São representados essencialmente por biotita-hornblenda ortognaisses migmatíticos bandados, cinza a esbranquiçados que evoluem até os tipos mais mobilizados com estruturas nebulíticas e *schlieren* (MELO et al., 1995; ANGELIM, 2001a; SANTOS & REIS, 2010).

O GBRI tem como embasamento as rochas do Bloco Serrinha, referidas por alguns autores como Complexo Santa Luz, e dispõe-se na direção N-S, com influência para E-W na porção sul (SILVA, 1992; Figura 9). A sequência supracrustal (vulcanossedimentar) do terreno granito-*greenstone* pode ser dividida em três unidades litoestratigráficas (KISHIDA, 1979; SILVA, 1983; SILVA 1987): (i) Unidade Vulcânica Máfica (UVM), basal, constituída por lavas basálticas maciças, porfiríticas, variolíticas, amigdaloidais, por vezes com estruturas em *pillow* lavas e brechas de fluxo, ocorrem intercalações de sedimentos químicos (BIF's, *chert*, formações magnesíferas) e sedimentos pelíticos (folhelhos grafitosos); (ii) Unidade Vulcânica Intermediária a Félsica (UVF), ocorre intercalada e sobreposta à UVM, é representada por lavas afaníticas, porfirítica e variolíticas, além de piroclásticas diversas (tufos de cinza, *lapilli*, de cristais, vítreos e aglomerados vulcânicos), de composição andesítica a dacítica, mais raramente riódacítica, além de corpos subvulcânicos, com predomínio de quartzo-dioritos porfiríticos; (iii) Unidade Sedimentar, que predomina no topo da pilha supracrustal, constituída de rochas psamíticas e pelíticas em sua maioria derivadas de retrabalhamentos de litotipos vulcânicos da UVF, ocorrem conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos vulcânicos epiclásticos, além de rochas vulcanoquímicas, tais como *chert* laminado, formações ferríferas e formações manganésíferas.

A pilha vulcanossedimentar foi intrudida por diferentes gerações de rochas graníticas além de *sills* gabroicos, ocorrem granitoides do tipo IA, calcioalcalinos, de colocação sin-tectônica, granitoides calcioalcalinos tardi- a pós-tectônicos, granitoides shoshoníticos tardi- a pós-tectônicos, e mais raramente granitos do tipo S (SILVA; 1992; MISI & TEIXEIRA, 2008). Silva (1992) já entendia o GBRI como uma bacia do tipo back-arc fóssil de idade

paleoproterozoica, porém associava a sua evolução ao arco Caraíba, formado ao final do Neoproterozoico.

Figura 9: Mapa geológico simplificado, contendo as principais unidades do núcleo (bloco) Serrinha.



Fonte: Rios et al. (2009).

Oliveira et al. (2004a) a partir de novos dados geocronológicos U-Pb SHRIMP, diluição isotópica e Sm-Nd, considerou os domos de Barrocas e Teofilândia tendo sido

formados em um arco magmático intraoceânico, entre 2130 ± 7 e 2127 ± 5 Ma, respectivamente. Os autores consideram os GBRI e o Greenstone Belt do Rio Capim (GBRC) como bacias de back-arc que teriam se formado pela acreção de arcos de ilha entre 2.15 e 2.12 Ga, tendo o GBRI sofrido uma colisão com o microcontinente Retirolândia-Jacurici entre 2.11 e 2.105 Ga.

Localizados a nordeste do BS, os litotipos dos Complexos Uauá e Capim são, muitas vezes, associados à existência de um fragmento crustal arqueano anexo ao Serrinha, denominado de Bloco Uauá, com idades entre 3,3-3,1 Ga (KOSIN et al., 2003). A definição e delimitação deste bloco ainda são controversas, por isso muitos autores consideram as rochas que afloram nesta região como integrantes do Bloco (ou Núcleo) Serrinha (RIOS et al., 2009).

O Complexo Uauá é constituído por biotita-hornblenda ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, granulíticos, de granulação média a grossa, localmente com textura augen; e por gnaisses bandados caracterizados por faixas leucocráticas quartzo-feldspáticas, podendo conter ortopiroxênio, alternadas a bandas mesocráticas de rochas anfibolíticas, metapiroxeníticas e calcissilicáticas, em parte migmatizadas, com metamorfismo granulítico e retrometamorfismo anfibolítico (LEAL, 1992). Intrusivo nos gnaisses bandados Uauá, ocorre o Complexo Gabro-Anortosítico Lagoa da Vaca, constituído por rochas metabásicas/metaultrabásicas acamadadas com composições principalmente gabroicas, leucogabroicas e anortosíticas e menos frequentemente, piroxeníticas, que encontram-se localmente deformadas (PAIXÃO et al., 1995; ANGELIM, 2001a).

Oliveira et al. (2010a) obtiveram idades de 3000 e 2933 Ma para granulitos enderbíticos do Bloco Uauá. Importantes enxames de diques máficos ocorrem restritos a este bloco, com direções N-S, NW-SE e por vezes NE, são de composição norítica e afinidade toleítica, foram datados por Oliveira et al. (2013), que obtiveram idades de $2726\pm 3,2$ e $2623\pm 7,0$ Ma, e interpretaram as rochas máficas como sido formadas em uma LIP neoarqueana durante a fragmentação do bloco de idade mesoarqueana.

O Complexo Rio Capim, também denominado de Complexo Capim (ANDRITZKY, 1971) ou Greenstone Belt Rio Capim (MASCARENHAS, 1976), caracterizado por Schrank & Silva (1993) como uma sequência do tipo *klippen*, ocorre imbricado tectonicamente nos complexos Santa Luz e Uauá, estruturado em faixas alongadas a sigmoidais orientadas N-S, limitado por zonas de cisalhamento transcorrentes a transpressivas, metamorfizado na fácies anfíbolito alto a granulito, considerado cronocorrelato em alto grau do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (ANGELIM, 2001a).

Angelim (2001a) dividiu a sequência do Rio Capim em quatro unidades, da base para o topo: (i) a Unidade Pcp₁ é formada por metavulcânicas máficas predominantes e félsicas, metapelitos e subordinadamente formações ferríferas, além de tufos máficos e félsicos e anfibolitos; (ii) a Unidade Pcp₂ constitui-se por rochas silicáticas e paranfibolitos, com intercalações de metaquartzoandesitos e metadacitos sulfetados, além de ortoanfibolitos; (iii) a Unidade Pcp₃ é representada por metaquartzoandesitos a metarriodacitos, sulfetados, eventuais tufos, paragnaisses e micaxistos aluminosos com granada, silimanita e cordierita; (iv) Unidade Pcp₄ é composta por anfibolitos médios a grossos derivados de corpos gabroides por vezes com estrutura *augen* gnáissica, muitas vezes alternados com supracrustais.

Oliveira et al. (1998) obtiveram as idades de 2153 Ma para as vulcânicas félsicas (isócrona Pb-Pb) e 2138 e 2126 Ma em leucogabro e diorito pelo método U-Pb via diluição isotópica em zircões. Oliveira et al. (2004a) dataram zircões das vulcânicas félsicas pelo método U-Pb SHRIMP e obtiveram a idade de 2148±16 Ma, salientando a cronocorrelatividade com o Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Os mesmos autores, a partir de dados Sm-Nd deduziram que parte da sequência do Rio Capim deve ter se formado em ambiente de arco continental, e na integração dos dados salientaram que o terreno deve ter sido acrescido ao Bloco Uauá (3160-2933 Ma) por causa do contraste de idades, sendo a zona de cisalhamento Galo do Ouro uma possível zona de sutura.

Para Rios et al. (2009), dados geocronológicos U-Pb em zircão de rochas do Bloco Serrinha (denominado de núcleo pelos autores), indicam três grupos de granitoides, associados a eventos tectônicos maiores na região: (1) rochas gnáissicas TTG mesoarqueanas (3,2 a 3,1 Ga), compreendendo os complexos Santaluz e Uauá; (2) plútons graníticos, colocados em um ambiente de arco continental (entre 2.16 e 2.13 Ga); (3) plútons alcalinos tardi- a pós-tectônicos.

Relevantes concentrações auríferas e diamantíferas são garimpadas em aluviões e lavradas em minas instaladas nos litotipos do BS. As minas de ouro estão distribuídas em duas regiões nas quais as mineralizações se formaram por processos hidrotermais (tipo Ouro Orogênico): (i) Fazenda Brasileiro (Faixa Weber) na porção sul, hospedada por metabasaltos (clorita xistos); (ii) Fazenda Maria Preta, na porção centro-norte, relacionada a alteração em metavulcânicas félsicas (SILVA et al., 2001; MISI et al., 2012). Depósitos de diamante ocorrem associados a kimberlitos na região de Nordestina, o principal corpo kimberlítico mineralizado – Braúna (lavrado desde 2015) é datado, por U-Pb em perovskita, em 642±6 Ma (DONATTI FILHO et al., 2012). Rios et al. (2011) salientam que a ocorrência de rochas lamprofíricas mica-anfibolíticas associadas a rochas sieníticas potássico a ultrapotássicos de 2,1 Ga, ricas em LILE

(*Large Ion Lithophile Elements*) foi determinante na gênese e descoberta da Suíte Kimberlítica de Braúna.

II.3 ORÓGENO ITABUNA–SALVADOR–CURAÇÁ

O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá corresponde a 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 rifts Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 10; KOSIN et al., 2003; ALKMIM, 2004; BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996).

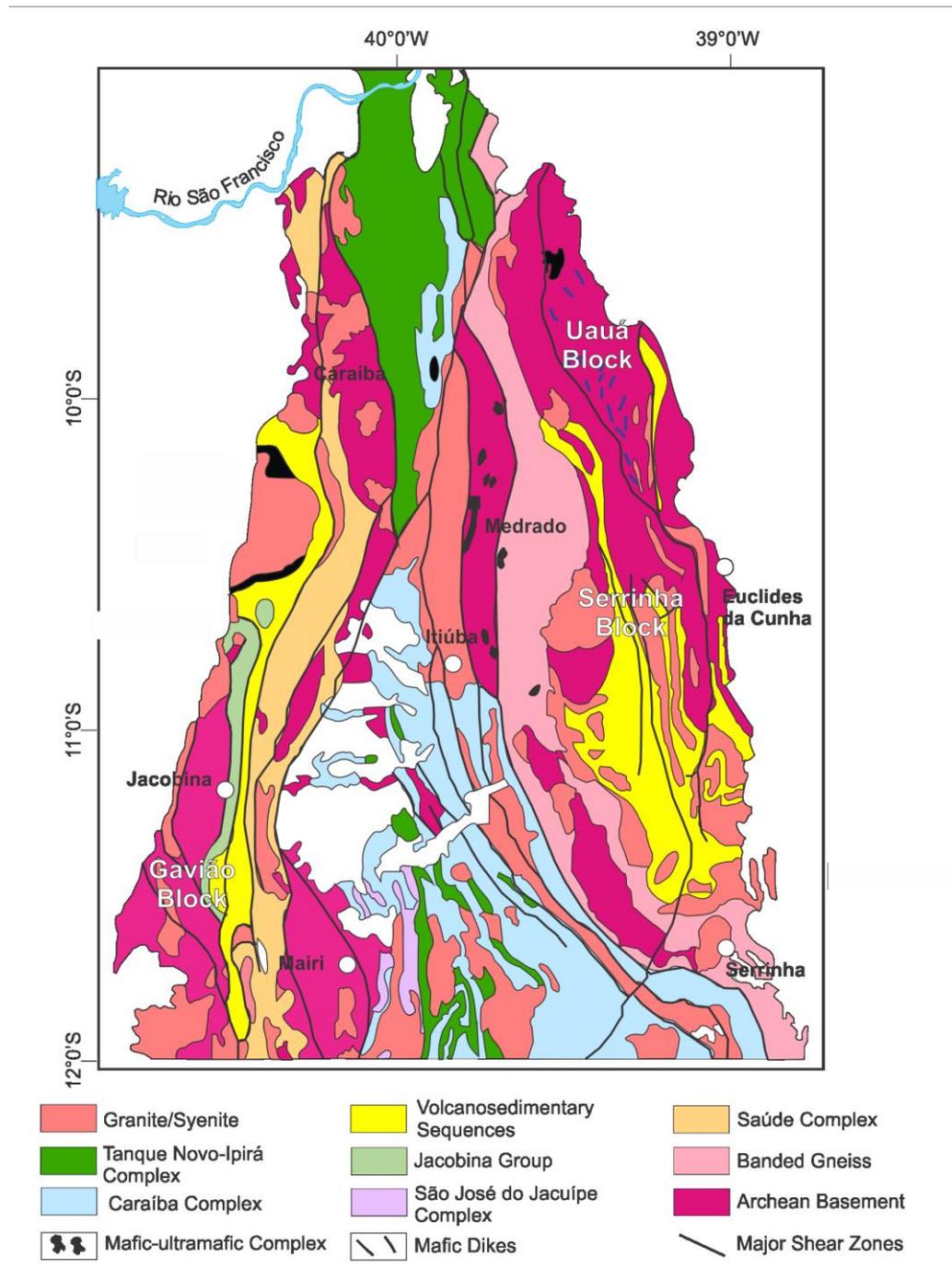
Litoestratigraficamente, o OISC apresenta três grandes unidades mapeáveis, denominadas: (i) Complexo Caraíba, composto por unidades ígneas de uma suíte bimodal metamorfizadas em fácies granulito com TTG's e por vezes granitos como representantes félsicos, e lentes gabro-dioríticas como representantes máficos; (ii) Complexo Tanque-Novo Ipirá, representante de uma sequência vulcano-sedimentar metamorfizada em fácies anfibolito alto a granulito, subdividida em seis unidades informais, que incluem gnaisses aluminosos, kinzingíticos 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 (BARBOSA, 1996; KOSIN et al., 2003).

Existem ainda, corpos de granitoides intrusivos de composição diversas, incluindo granitos, monzonitos e sienitos de idade paleoproterozoica, exibindo grau de metamorfismo e deformação variáveis, e associados a diferentes estágios da orogênese. São corpos sin a pós-tectônicos, onde se incluem o granitoide 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* (CONCEIÇÃO et al., 1991; CONCEIÇÃO & OTERO, 1996; CORREIA-GOMES et al., 1996).

O Complexo Caraíba é composto por unidades ígneas de uma suíte bimodal metamorfizadas 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; BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996; 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).

Figura 10: Mapa geológico do segmento norte do OISC.



Fonte: modificado de Kosin et al. (2003).

A disposição dos litotipos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, é uma consequência direta de sua gênese e evolução tectônica. O Complexo Caraíba constitui a porção representante do arco magmático, formado em resposta à fusão parcial da crosta oceânica subductada sob o Bloco Serrinha ao norte (KOSIN et al., 2003; LEITE & MARINHO, 2012). A Suíte São José do Jacuípe corresponde a um conjunto de rochas ultramáficas de fundo oceânico e diques e/ou *sills* associados a evolução de um rifte na transição continente/oceano (TEIXEIRA, 1997), possivelmente preservados sob a forma de corpos ofiolíticos.

O Complexo Tanque Novo-Ipirá, corresponde à sequência de supracrustais que foi envolvida pela deformação na frente da subducção, na margem continental ativa, originando o compartimento denominado de prisma metassedimentar. O Complexo Mairi, um conjunto de TTG's gnaissificados, por vezes migmatizados apresentando alto grau de potassificação, com a deformação seguindo o mesmo *trend* (aproximadamente N-S, neste trecho) do OISC, em contato cisalhante com o mesmo, corresponderia a um bloco de embasamento alóctone do Bloco Gavião, que foi fragmentado e sofreu nova deformação durante a colisão paleoproterozoica (KOSIN et al., 2003; LEITE & MARINHO, 2012).

Diques máficos, orientados principalmente na direção NW-SW, truncam os litotipos do Vale do Curaçá, sendo registrados correlatos também na região da Chapada Diamantina, ambos datados pelo método U-Pb (ID-TIMS) em badeleíta forneceram idades de $1506,7 \pm 6,9$ e $1501 \pm 9,1$ Ma, respectivamente (SILVEIRA et al., 2013). Datada pelo mesmo método, no OISC é registrada, ainda, a presença de intrusão máfica com afinidade alcalina, datada em 911 ± 27 Ma (HUTTNER, 2017).

No OISC ocorre 7m concentrações econômicas de Ni-Cu-EGP (Fazenda Santa Rita – Mirabela, Itagibá), Cr-EGP (Vale do Jacurici, Andorinhas) e Cu-Au (Distrito do Vale do Curaçá – DVC) resultantes de processos ortomagmáticos em intrusões máfico-ultramáficas paleoproterozoicas (Mirabela e Vale do Jacurici) e neoarqueanas (DVC; LORD et al., 2004; MISI et al., 2008; TEIXEIRA et al. 2010a; MISI et al., 2012). As concentrações cupríferas do DVC, principal objeto de estudo do presente trabalho, diferem das outras duas por serem hospedadas por intrusões ultramáficas não estratificadas neoarqueanas, que foram submetidas a importantes eventos hidrotermais, que reconcentraram os metais ao fim do Paleoproterozoico (TEIXEIRA et al., 2010a; MISI et al., 2012; GARCIA, 2013).

II.4 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema pode ser definida como um mosaico de faixas metassedimentares dobradas meso- e neoproterozoicas e maciços, separados por um complexo sistema de zonas de cisalhamento *strike-slip* em escala continental (ALMEIDA et al., 1981). É composta por três subdomínios, separados por lineamentos regionais: setentrional, transversal e meridional, estando o último deles em contato com a porção nordeste do CSF (SANTOS, 2001). A subprovíncia meridional é composta pelo terreno Pernambuco Alagoas (PEAL), e as faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana (BRITO-NEVES et al., 2000; Figura 11).

Regionalmente inserido no Domínio Externo da Província Borborema, o depósito de Riacho Seco está englobado no Terreno Pernambuco-Alagoas, que abriga além do fragmento crustal arqueano homônimo ao depósito (Fragmento Riacho Seco – FRS), os metassedimentos mesoproterozoicos dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco, além de granitoides intrusivos associados à Orogênese Cariris Velhos (ANGELIM, 2001a; SANTOS, 2001).

O único dado geocronológico disponível para o FRS, aponta a idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 3104 Ma para esta sequência vulcanossedimentar metamorfizada na fácies anfíbolito (MASCARENHAS & GARCIA, 1989; ANGELIM, 2001a). Este terreno faz contato com o Domínio da Zona Transversal da Borborema a nordeste, com o bloco arqueano Sobradinho-Remanso e a sequência sedimentar paloproterozoica Serrote da Batateira a sudoeste, englobados no Cráton do São Francisco (SANTOS, 2001).

A Faixa de Dobramentos Sergipana (FS) é constituída por seis domínios, com características litológicas e estruturais distintas, são eles: (i) Estância; (ii) Vaza-Barris; (iii) Macureré; (iv) Marancó; (v) Poço Redondo; (vi) Canindé; além do dos Domos de Itabaiana e Simão Dias, representantes de embasamento arqueano em meio às sequências meso- e neoproterozoicas (MELO & SANTOS, 2001). Destes, o Canindé apresenta ocorrências de minerais de cobre, ao norte do estado de Sergipe, os domínios Vaza-Barris e Marancó são portadores de mineralizações cupríferas no território baiano, desta forma, os dois últimos serão descritos em maior detalhe.

O Domínio Vaza-Barris é composto pelos Grupos Miaba, Simão Dias e Vaza-Barris. O Grupo Miaba, de idade meso-neoproterozoica, é composto pelas formações: (i) Itabaiana, representada por conglomerados com clastos do embasamento, metarenitos e quartzitos médios a grossos, quartzitos finos, filitos às vezes negros e metarenitos conglomeráticos no topo; (ii) Ribeirópolis, que está associada a filitos siltosos ou seixos com intercalações de metagrauvascas, metaconglomerados, metavulcânicas dacíticas; (iii) Jacoca,

que está associada a metacarbonatos e metapelitos intercalados com níveis de metachert (MARTINS et al., 2001).

O Grupo Simão Dias, considerado como depositado entre o Meso- e Neoproterozoico, apresenta um conjunto litológico indiviso na base, onde constam metarenitos micáceos laminados, metarenitos e metagrauvacas finas e maciças, além de metassiltitos (MARTINS et al., 2001). Estas rochas são sobrepostas pelos litotipos da Formação Jacaré, metassiltitos micáceos e metassiltitos com lentes subordinadas de metarenitos e metargilitos, no topo pela Formação Frei Paulo, formada por quartzo-sericita-clorita filitos, metagrauvacas, metarritimos, metarenitos impuros e metacarbonatos (MARTINS et al., 2001; ANGELIM, 2001a).

O Grupo Vaza-Barris, de idade neoproterozoica, é composto pelas Formações Palestina (na base) e Olhos D'Água, a primeira é litologicamente representada por metaconglomerados, filitos seixosos, metavulcânicas, lentes de quartzito; seixos de granito; quartzito e metacarbonatos, interpretados como cunhas de sedimentos clásticos em ambiente tectônico instável com vulcanismo (MARTINS et al., 2001).

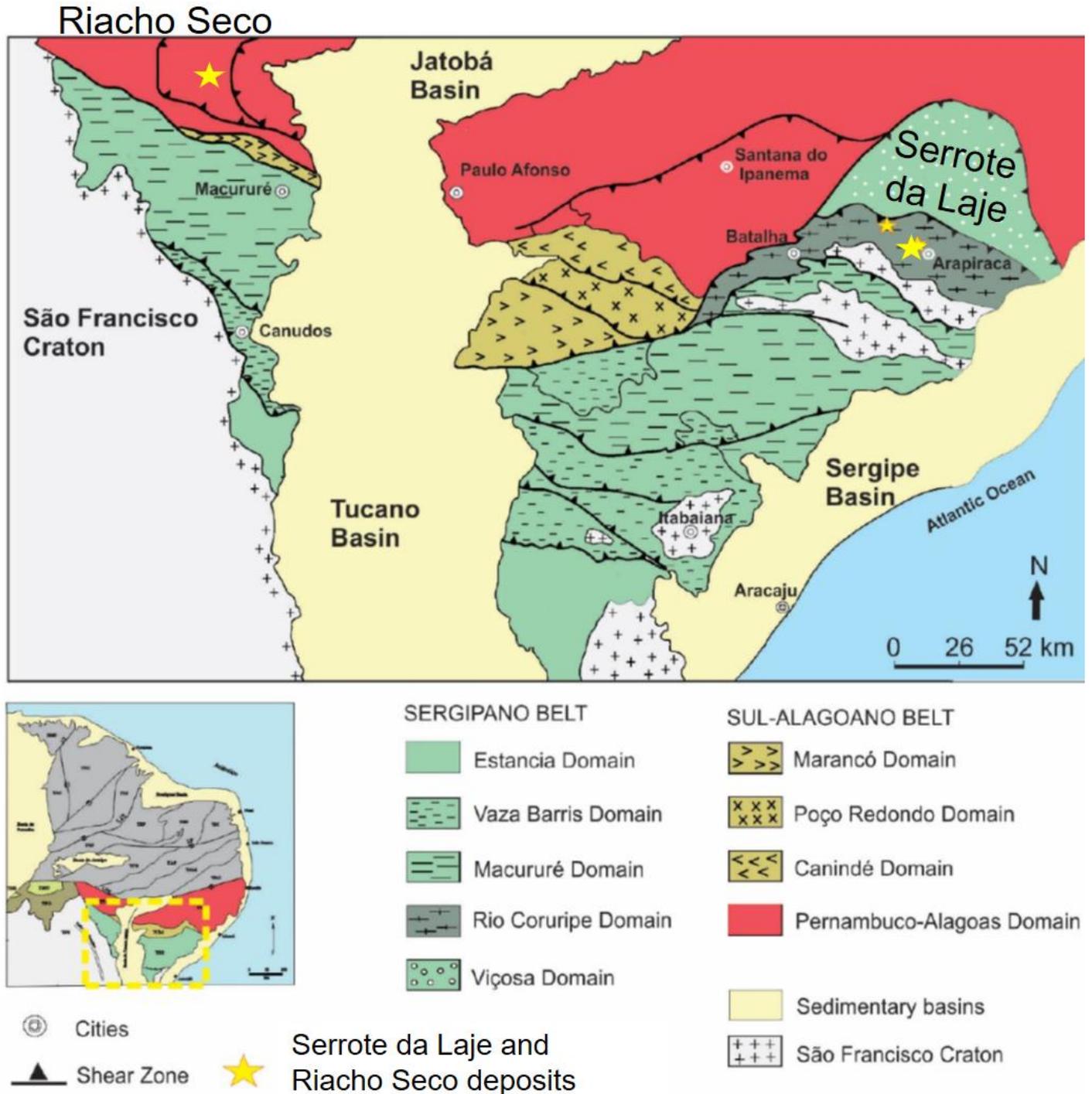
A Formação Olhos D'Água é composta por calcários laminados; calcários e dolomitos às vezes oolíticos, e intercalações de carbonatos e filitos, metacherts, apresentam coloração rosada a esbranquiçada, com presença de algas, são interpretados como tendo sedimentado em plataforma rasa e planície de maré com tapetes algais (MARTINS et al., 2001; ANGELIM, 2001a).

O Complexo Marancó é a principal unidade litoestratigráfica do domínio homônimo, é dividido nas unidades (da base pro topo): (i) Minuim, anfibolitos predominantes, andaluzita estauroлита xistos, metarritmitos, metaquartzito latitos pórfiros, intercalações de ultramáficas; (ii) Morro do Bugi, metaconglomerados (metapiroclásticas) e metarritmitos milonitizados; (iii) Monte Alegre, metarritmitos predominantes, mármore, quartzito, metandesitos, metadacitos e metabasitos milonitizados; (iv) Monte Azul, metapiroclásticas e metarritmitos, metadacito e metabasitos subordinados (MARTINS et al., 2001).

Para Oliveira (2010b), a Faixa Sergipana registra um ciclo de placas tectônicas completo formado pela colisão entre o PEAL e o CSF, segundo os estágios: (i) arco continental Mesoproterozoico (*ca.* 980-960 Ma, gnaisses tonalíticos Poço Redondo) desenvolvido na margem da Bloco Pernambuco-Alagoas; (ii) granitos tipo-A, rifteamento (sequência Canindé entre PEAL e domínio Poço Redondo/Marancó) e duas margens passivas, uma no sul do PEAL e outra na margem do CSF, depositadas a partir de 900 Ma; (iii) rifteamento continua até *ca.* 640 Ma no Domínio Canindé, com magmatismo bimodal compreendendo desde granitos tipo-

A a vulcânicas máficas continentais e complexo gabroico acamadado; (iv) fechamento da bacia oceânica Canindé se iniciou há aproximadamente 630 Ma, com intrusão de plútons graníticos de arco; (v) convergência entre o Bloco Pernambuco-Alagoas e o CSF entre 628 e 570 Ma.

Figura 11: Domínios litoestratigráficos do subdomínio meridional da Província Borborema, com destaque os depósitos de Riacho Seco e Serrote da Laje, estudados na presente tese.



Fonte: modificado de Canedo (2016) a partir de Silva-Filho et al. (2002).

Não são conhecidas minas de minerais metálicos associados aos domínios da porção meridional da Província Borborema e da Faixa Sergipana (SOUZA et al., 1997; ANGELIM, 2001b). Pequenos depósitos de malaquita hospedados por anfibolito foram lavrados por garimpeiros na região de Riacho Seco, cuja evolução geológica e metalogenética é abordada no Capítulo VII (O Depósito de Cobre de Riacho Seco, Curaçá, Bahia).

Huhn et al. (2014) reportam a existência de um depósito de Cu de alto teor na Faixa Riacho do Pontal, hospedado por gnaisses alterados hidrotermalmente com características similares às aquelas observadas em depósitos do tipo IOCG. É reconhecida a presença de um jazimento de Ni-Cu, cubado em cerca de 2,7 Mt (a 0,23% de Cu e 0,25% de Ni) em Poço Redondo (Sergipe) associado a rochas máfico-ultramáficas (gabros, leucogabros e troctolitos) da Suíte Intrusiva Canindé (TESCH et al., 1980; SOUZA et al., 1997; ANGELIM, 2001b).

II.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA REGIONAL À LUZ DA BIBLIOGRAFIA

Os litotipos mais antigos da área de estudo datam do Paleoarqueano, associados a blocos/microcontinentes que compõem o embasamento do Cráton do São Francisco (Blocos Gavião e Serrinha), além do FRS, englobado na província Borborema, considerado Mesoarqueano. Durante o Paleoproterozoico houve um importante evento metalogenético para o cobre, tendo a formação e reconcentração de alguns depósitos, destacando-se os do Vale do Curaçá. Ocorrem ainda litotipos meso e neoproterozoicos da Faixa Sergipana, deformada durante o ciclo orogênico Brasileiro, ao final do neoproterozoico. Por fim houve a instalação do *rift* Recôncavo – Tucano – Jatobá, onde a Bacia do Tucano tem como embasamento a Faixa Sergipana, que abriga depósitos cupríferos em ambas as bordas. A seguir, são detalhados cada estágio desta síntese evolutiva.

Entre o Paleo- e o Mesoarqueano, ocorreu formação e fragmentação dos primeiros núcleos TTG's, ao norte os primeiros registros são do Bloco de Sobradinho (ou Gavião Norte) pelos ortognaisses (3537 ± 8 , U-Pb ID-TIMS em zircão; DANTAS et al., 2010), e na formação das supracrustais do fragmento Riacho Seco, portador de mineralização de cobre (Sm-Nd T_{DM} , 3104 Ma; MASCARENHAS & GARCIA, 1989). Esses blocos, assim como o Gavião e o Serrinha, na seção mais a sul, não necessariamente estavam na mesma latitude nessa época. Na região central da área, ocorreu a formação dos primeiros núcleos do Complexo Uauá (3200 ± 12 Ma, U-Pb ID-TIMS em zircão, RIOS et al., 2009) e intrusão do Complexo Lagoa da Vaca (3072 Ma, Pb-Pb; PAIXÃO et al., 1995). Na porção sul ocorre a formação do Complexo Santa Luz no Bloco Serrinha (3102 ± 5 Ma, U-Pb ID-TIMS em zircão; RIOS et al., 2009), e o rifteamento

do Bloco Mairi/Gavião para a deposição da SVCM (3380 ± 11 Ma, U-Pb LA-ICP-MS em zircão; ZINCONE, 2016).

Ao final do Neoproterozoico, início do Paleoproterozoico (2.7-2.5 Ga), na seção mais a norte, é registrada a deposição dos protólitos dos Complexos Rio Salitre e Serrote da Batateira sobre o Bloco de Sobradinho, estando o primeiro mineralizado em sulfetos e o segundo em fosfato (ANGELIM, 2001a; CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA, 2016). Na do DVC, ocorreu uma subducção com a formação dos protólitos do Complexo Caraíba (2695 ± 12 Ma U-Pb SHRIMP em zircão; SILVA et al., 1997), e das rochas ultramáficas do Vale do Curaçá (2580 ± 10 Ma U-Pb SHRIMP em zircão; OLIVEIRA et al., 2004b), as primeiras em um arco magmático e as últimas como múltiplas intrusões, mineralizadas em cobre, nos gnaisses e rochas metassedimentares evaporíticas e pelíticas (OLIVEIRA et al., 2010a; GARCIA, 2013). Barbuena (2017) a interpreta o GBMN como de idade neoproterozoica, sendo os metabasaltos formados em um ambiente de back-arc e as formações ferríferas com padrões comparáveis às arqueanas. Adicionalmente, ocorreu a fragmentação da porção crustal do BS correspondente ao Complexo Uauá com a formação do enxame de diques, cujos protólitos teriam se formado em uma LIP ($2726\pm 3,2$ Ma, U-Pb ID-TIMS em badeleíta, OLIVEIRA et al., 2013).

Ao final do Paleoproterozoico, entre o Riaciano e o Orosiriano (2.2-1.9 Ga), no Bloco Sobradinho ocorreu deformação das sequências supracrustais e intrusão de granitoides (SOUZA et al., 1979; SOUZA & TEIXEIRA, 1981; CUNHA et al., 2012). Na latitude central, ocorre a colisão entre os Blocos Gaviões e Serrinha com metamorfismo granulítico, intrusão do Sienito de Itiúba e do complexo máfico-ultramáfico do Vale do Jacurici em cerca de 2,08 Ga (OLIVEIRA et al., 2004b), além da formação da bacia de back-arc na qual depositou-se o GBRC (entre 2,13-2,07 Ga; RIOS et al., 2009). A sul existe a deformação do GBMN e SVCM, deposição da porção superior dos sedimentos do Grupo Jacobina (TEIXEIRA et al., 2001; LEITE, 2002; LEITE & MARINHO, 2012).

Teixeira et al. (2007) e Teixeira et al. (2010b) salientam a orogênese paleoproterozoica como o mais importante evento metalogênico na porção nordeste do CSF. Na área de estudo, são registradas a formação por processos hidrotermais dos depósitos auríferos do GBRI, e ortogmáticos dos depósitos de cromita do Vale do Jacurici (SILVA et al., 2001; OLIVEIRA et al., 2004). Os depósitos do DVC sofreram deformação e metamorfismo granulítico entre 2,1 e 2,08 Ga, com metassomatismo sódio-potássico e reconcentração de Cu-Au (GARCIA, 2013).

Ao final do Mesoproterozoico (Esteniano, entre 1.2 e 1.0 Ga), como resultado do ciclo orogênico Cariris Velhos, a colisão entre o FRS e o Bloco de Sobradinho foi responsável

pela formação de um arco magmático, associado ao Granito de Chorochó, com deposição na margem passiva dos metassedimentos do Complexo Cabrobó (ANGELIM, 2001a). Na região central, existe a formação do Complexo Marancó (1007 ± 10 Ma U-Pb em zircão; MARTINS et al., 2001), associado a uma deposição em margem ativa. Na seção mais a sul não existem registros deste evento.

Durante o Neoproterozoico são registradas a deposição de sequências sedimentares carbonáticas associadas a ciclos pós-glaciais do Supergrupo São Francisco sobre o CSF (Bacias de Irecê e Campinas) e às suas margens (Grupos Bambuí e Una; MISI et al., 2007). No Criogeniano (entre 850 e 650 Ma) nas regiões central e sul, a distensão do setor leste e formação de uma margem passiva permitiu a instalação da plataforma carbonática e onde se depositaram os sedimentos da Formação Olhos D'água, que virá a integrar a Faixa Sergipana (SANTOS, 2001; MARTINS et al., 2001). Não existem registros deposicionais desta época na região norte da área estudada.

A Orogênese Brasileira, ocorrida ao final do Neoproterozoico, entre o Criogeniano e o Ediacarano (650 a 540 Ma), resultou na deformação do Complexo Cabrobó e do PEAL (e do FRS) com a porção norte do CSF, que passam a integrar a província da Borborema (ANGELIM, 2001a; MARTINS et al., 2001). Na região central ocorreu a deformação e inversão da estratigrafia nas supracrustais da Faixa Sergipana (OLIVEIRA et al., 2010b), além de registro deformacional tardio, com a abertura de zircões na Mina Surubim, norte do DVC (GARCIA, 2013). Na seção mais a sul a deformação foi menos intensa nos sedimentos da Formação Olhos D'água (SANTOS et al., 2001).

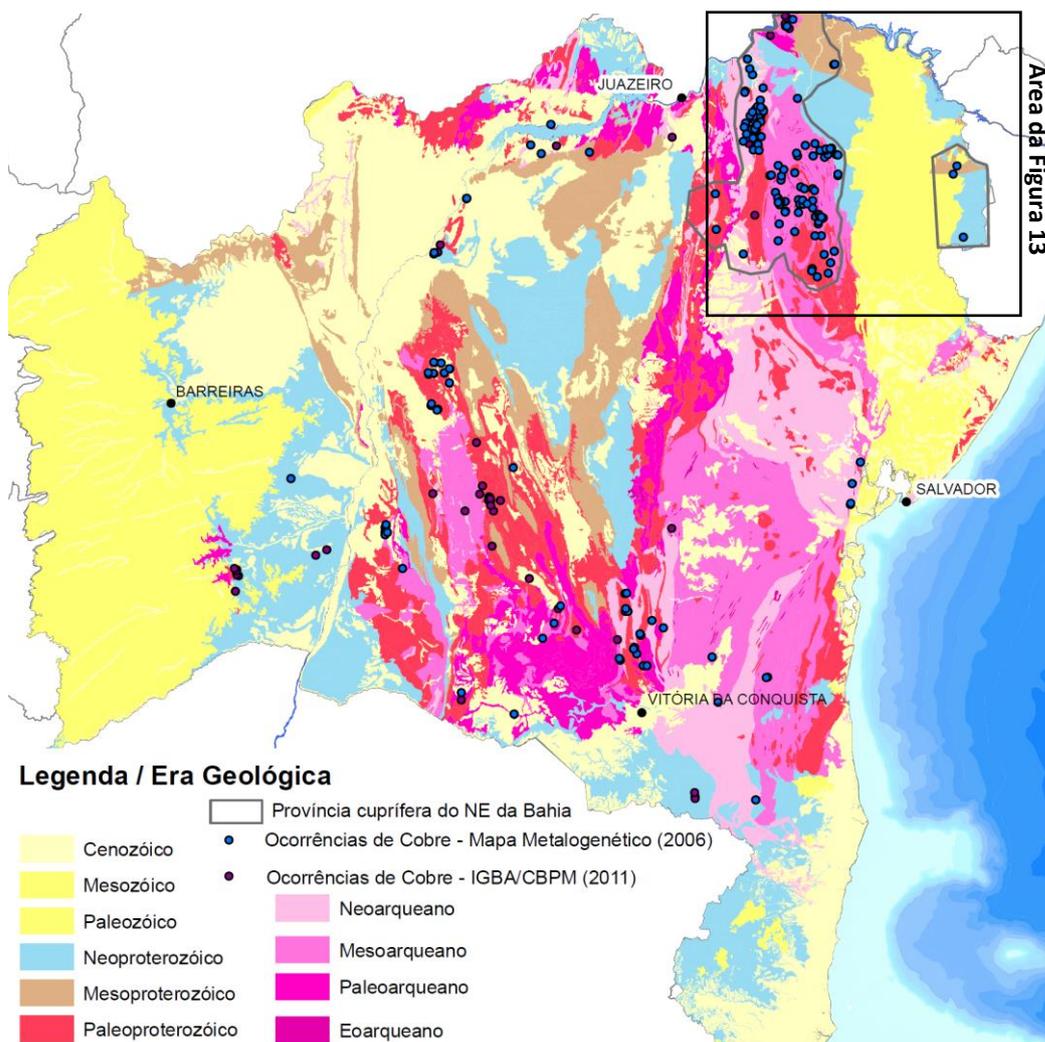
Ao final do Cretáceo (135-97 Ma), se deu a instalação do rift Recôncavo–Tucano–Jatobá, representado na região pela Bacia do Tucano, que possui como embasamento a província Borborema ao Norte, e a FS nas porções sul e central (SANTOS et al., 2001). Na Faixa Sergipana documentadas ocorrências de cobre nas duas bordas da bacia, em Canudos na borda oeste e Paripiranga na borda leste (CBPM, 2011).

CAPÍTULO III

A PROVÍNCIA CUPRÍFERA: DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS

Ocorrências de mineralizações cupríferas são esparsamente reconhecidas em todo o território baiano. No cadastro do Projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia – Fase I, no ano de 2006 eram conhecidas cerca de 182 ocorrências de minerais de cobre no estado (MISI & TEIXEIRA, 2008). Uma atualização feita em 2011 pelo IGBA – Informações Geológicas e de Recursos Minerais do Estado da Bahia da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), estão catalogadas 220 ocorrências (Figura 12).

Figura 12: Mapa de eras geológicas do Estado da Bahia, com ocorrências de minerais de cobre. Em destaque a área da Província cuprífera do Nordeste da Bahia e a área da Figura 13.



Fonte: autor, adaptado de IBGE (2006), Misi & Teixeira (2008), Teixeira et al. (2010b) e CBPM (2011).

A maior parte das ocorrências e depósitos de cobre está aglutinada na região nordeste da Bahia, o que sugere que fazem parte de uma mesma província metalogenética. Misi & Teixeira (2008, p. 5) definem Província Metalogenética como “uma região geográfica com uma história geocronológica bem definida, onde um determinado metal, ou alguns metais se encontram agrupados em concentrações de valor econômico”. Para Laznicka (2010, p. 48), o termo se refere a uma “região com mineralização distinta, especialmente uma dominada por um único metal”.

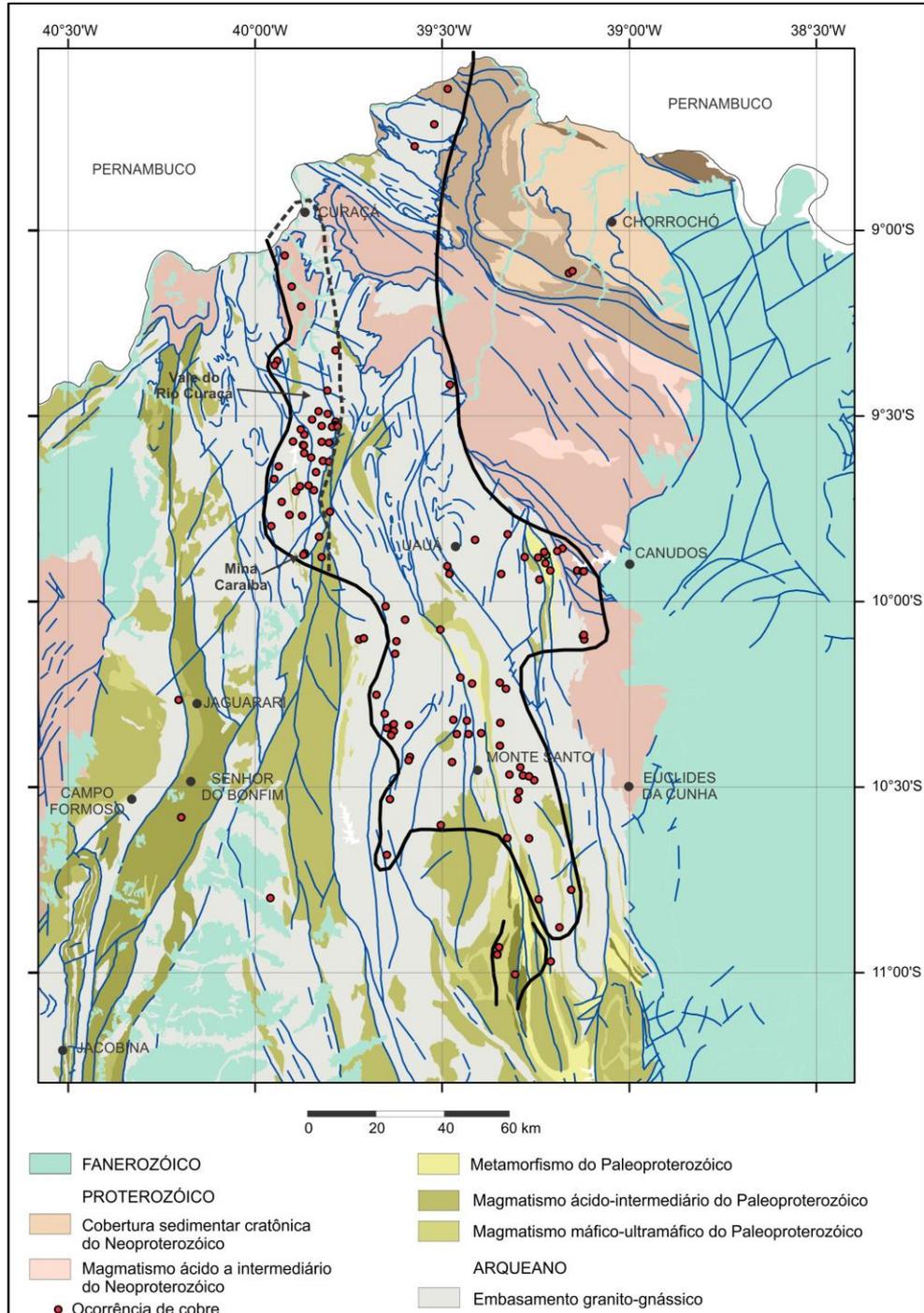
Na primeira fase do projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia, a representação em mapa das ocorrências de cobre do setor nordeste do cráton, permitiu a delimitação de uma província cuprífera no nordeste do estado, que extravasa a área do Vale do Curaçá (MISI & TEIXEIRA, 2008; Figura 13). Nesta região concentram-se a maior parte das ocorrências do estado (136 das 220), que além de em variados litotipos arqueanos e paleoproterozoicos do OISC e terrenos adjacentes, ocorrem em sequências sedimentares mesoproterozoicas da Faixa Sergipana, e neoproterozoicas que ocorrem nas bordas leste e oeste da Bacia do Tucano.

A abordagem inicial do presente estudo consistiu em uma análise tectônica metalogenética integrada e na definição de subprovíncias cupríferas na região nordeste da Bahia, delimitadas segundo critérios litoestratigráficos (Figura 14). Sete subprovíncias constam nesta delimitação inicial: I) Vale do Curaçá, única com produção mineral em grande escala, um dos distritos mineiros mais estudados do estado; II) Riacho Seco, pequenos depósitos de malaquita lavrados por garimpeiros e pesquisados pela CBPM; III) Complexos Uauá e Capim, ocorrências e pequenos depósitos previamente explorados pela CBPM; IV) Leste da Serra de Jacobina, poucas ocorrências descritas; V) Região de Monte Santo-Euclides da Cunha, com dezenas de ocorrências associadas a litotipos diversos; VI) Faixa Sergipana, englobando poucas ocorrências em rochas metassedimentares silicilásticas mesoproterozoicas; VII) Canudos, algumas ocorrências associadas a metacalcários neoproterozoicos.

Todas as ocorrências e depósitos cupríferos catalogados na Bahia até o ano de 2011 foram visitados para o desenvolvimento desta pesquisa. Como resultado os estudos geológicos, geocronológicos, isotópicos e metalogenéticos realizados na presente tese, houve uma redefinição nos limites da Província Cuprífera do Nordeste da Bahia (PCNEBA), de acordo com as definições previamente apresentadas. A integração dos dados metalogenéticos regionais

e a nova definição da PCNEBA estão expostos no Capítulo IX – Conclusões. No presente capítulo estão descritos os principais aspectos dos pequenos depósitos e ocorrências estudados.

Figura 13: A província cuprífera do Vale do Curaçá e as ocorrências de cobre da região nordeste da Bahia.



Fonte: Misi & Teixeira (2008).

Figura 14: Mapa geológico da região nordeste do estado da Bahia, com destaque as ocorrências de cobre e as subprovíncias, delimitadas por critérios litoestratigráficos.



Subprovíncias

- I Vale do Curaçá
- II Riacho Seco
- III Complexos Uauá e Capim
- IV Leste da Serra de Jacobina

- V Região de Monte Santo-Euclides da Cunha
- VI Faixa Sergipana
- VII Canudos
- Ocorrências de Cobre
- Lineamentos Estruturais

Fonte: Modificado de CPRM (2004), IBGE (2006), Misi & Teixeira (2008) e CBPM (2011).

III.1 DISTRITOS MINEIROS, DEPÓSITOS DE MÉDIO E GRANDE PORTE

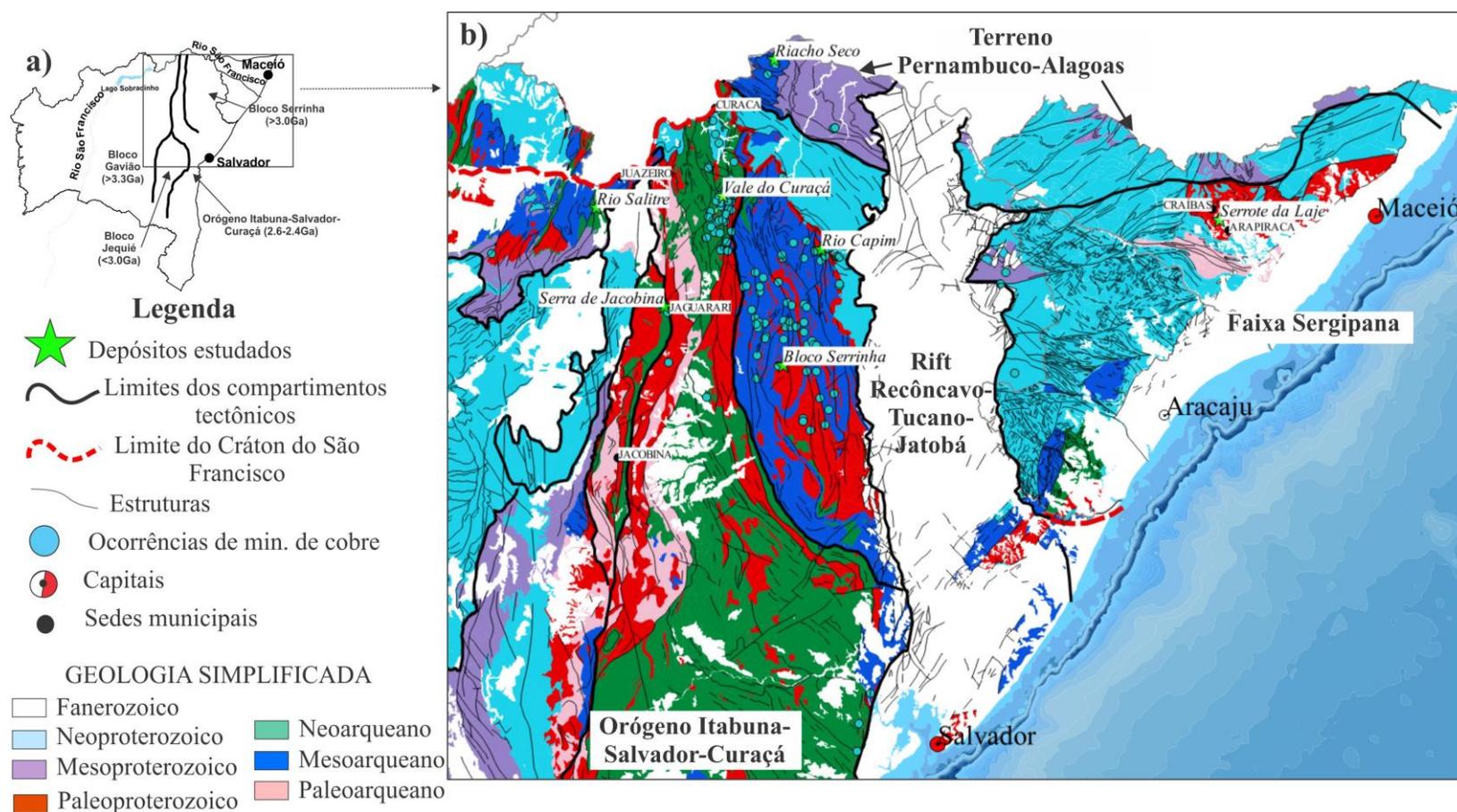
Apesar das dezenas de cadastros de minerais de cobre no nordeste meridional, apenas a região do Distrito do Vale do Curaçá (DVC) apresenta atividade mineral nacionalmente significativa. O distrito cuprífero há mais tempo ativo no Brasil, desde a década de 1980, está atualmente sob controle da MCSA. Na região de Riacho Seco, no município de Curaçá, pequenos depósitos de malaquita foram explorados, apenas, por garimpeiros e sua viabilidade econômica foi estudada pela CBPM e pela Mineração São Francisco/Pedreira Petrolina Ltda. O depósito de Serrote da Laje, em Arapiraca (Alagoas), nunca lavrado, apresenta uma associação polimetálica única (Cu-Au-Fe-V) e reservas comparáveis ao DVC. A presente tese de Doutorado traz dados, além destes três depósitos da Bahia e Alagoas, das regiões com ocorrências e pequenos depósitos, abrangendo todos os domínios tectônicos do nordeste do CSF (Figura 15).

A mina Caraíba, principal da DVC, está localizada no sul da província. Outras minas entraram em atividade nas décadas de 2000 (Surubim, R-22) e 2010 (Sussuarana, Angicos, R-22W). As mineralizações estão associadas a corpos de piroxenitos e noritos alterados hidrotermalmente em diferentes estágios. No Capítulo IV – “Arcabouço Geológico do Vale do Curaçá”, estão expostos os principais aspectos referentes aos litotipos do Vale do Curaçá e suas relações estruturais, além de dados geocronológicos U-Pb e Lu-Hf. O Capítulo V – “O Sistema de Fluidos Hidrotermais do Vale do Curaçá” traz as características geoquímicas das alterações hidrotermais que afetaram os litotipos do DVC. Dados de isótopos estáveis, do Capítulo VI (Caracterização Isotópica das Mineralizações Cupríferas do Vale do Curaçá), permitem o estabelecimento de um modelo metalogenético consistente.

Estreitos e polideformados corpos de anfíbolito hospedam mineralizações de calcopirita e bornita disseminadas, no depósito de Riacho Seco, região norte do estado da Bahia. Embora existam estudos exploratórios, nenhuma pesquisa de cunho científico ou publicação foram feitas nesta área. A geologia e geocronologia das mineralizações da região de Riacho Seco estão descritas no Capítulo VII – “O depósito de Cobre de Riacho Seco, Curaçá, Bahia”.

O depósito de Serrote da Laje apresenta características litológicas, localmente, comparáveis com as rochas do DVC. Entretanto, uma visão detalhada evidencia processos metalogenéticos distintos, resultando em associações geoquímicas e mineralógicas particulares, descritas no Capítulo VIII – “Reações Metassomáticas a as Mineralizações do Depósito de Cu-Au-Fe-V de Serrote da Laje, Arapiraca, Alagoas”.

Figura 15: Depósitos cupríferos e ocorrências estudados sobre base geológica simplificada. a) Contorno dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas com principais unidades tectônicas. A quadricula delimita a área de “b”); b) Localização dos depósitos e ocorrências estudados sobre base geológica simplificada, de acordo com os limites dos compartimentos tectônicos. Consta as principais estruturas associadas a unidades litoestratigráficas agrupadas por eras geológicas. Os depósitos estudados na Serra de Jacobina e no Bloco Serrinha são homônimos aos respectivos domínios tectônicos.



Fonte: autor, compilado a partir de CPRM (2004), IBGE (2006), Misi & Teixeira (2008), Teixeira et al (2010a e b) e CBPM (2011).

III.2 DEPÓSITOS DE PEQUENO PORTE, OCORRÊNCIAS MINERAIS

Durante o recadastro dos pontos contendo mineralizações cupríferas no nordeste da Bahia, foram descritas novas ocorrências e, algumas das conhecidas, confirmadas e descritas. Dos 136 pontos, cerca de 90 foram encontrados, confirmados a partir da descrição litológica. Destes, 12 tiveram minerais de cobre identificados durante os trabalhos do campo. Da mesma forma, 10 novos pontos foram cadastrados como ocorrências de malaquita ou calcopirita. Uma lista com as novas ocorrências cadastradas e afloramentos relevantes encontra-se no Apêndice A.

No presente capítulo, estão sumarizados os dados de ocorrências e pequenos depósitos. O único depósito cuprífero descrito foi o do Rio Capim, em Uauá. Na região do Rio Salitre, são descritos sulfetos nos trabalhos de campo e é conhecido um depósito de pirita-pirrotita, descoberto pela CBPM. Nas regiões do Bloco Serrinha (BS) e da Serra de Jacobina, ocorrem disseminações de sulfetos e malaquita em litotipos diversos, porém com pouca expressão areal. Apesar de descritas na literatura, não foram encontrados minerais de cobre na Faixa Sergipana, onde apenas observou-se pirita.

III.2.1 Depósito do Rio Capim, Uauá

Diversas ocorrências de cobre são amplamente conhecidas, desde a década de 1970, associadas ao Greenstone Belt do Rio Capim (GBRC), também denominado por Sequência Vulcanossedimentar do Rio Capim (SVRC), localizado na porção nordeste do Bloco Serrinha (Figura 16a). A Mineração Caraíba, em convênio com a SUDENE e com a CBPM, realizou estudos exploratórios visando à prospecção de sulfetos na sequência vulcanossedimentar, denominada por série Capim na época, no ano de 1972. O Projeto Uauá-Capim da CBPM mapeou, entre 1979 e 1980, os entornos no município de Uauá, buscando a caracterização e a nova descoberta de minerais de cobre. Além de gossans com anomalias de cobre e zinco, foi visualizado nas ultramáficos do complexo Uauá a potencialidade para cobre níquel, e documentado a ocorrência de malaquita e sulfetos nos pegmatitos que truncam essas rochas (RANGEL et al., 1980)

O Projeto Rio Capim realizou, entre os anos de 1980 e 1981, mapeamento geológico de detalhe, geofísica, geoquímica e sondagem na região de Uauá visando a prospecção de cobre. Rangel (1981) determinou a existência de sulfetos no topo da unidade de uma sequência

química, associada a pulsos vulcânicos e calcissilicáticas, além de faixas com anomalias geoquímicas de cobre, chumbo e zinco.

Em relação ao posicionamento estratigráfico do nível sulfetado na sequência Rio Capim, existem controvérsias. Andritzky (1971) o associa sobrepondo as metamáficas e sob as metavulcânicas félsicas, enquanto para Winge (1984) advoga que o nível estaria na porção superior do vulcanismo ácido, associado a rochas de natureza ignimbrítica.

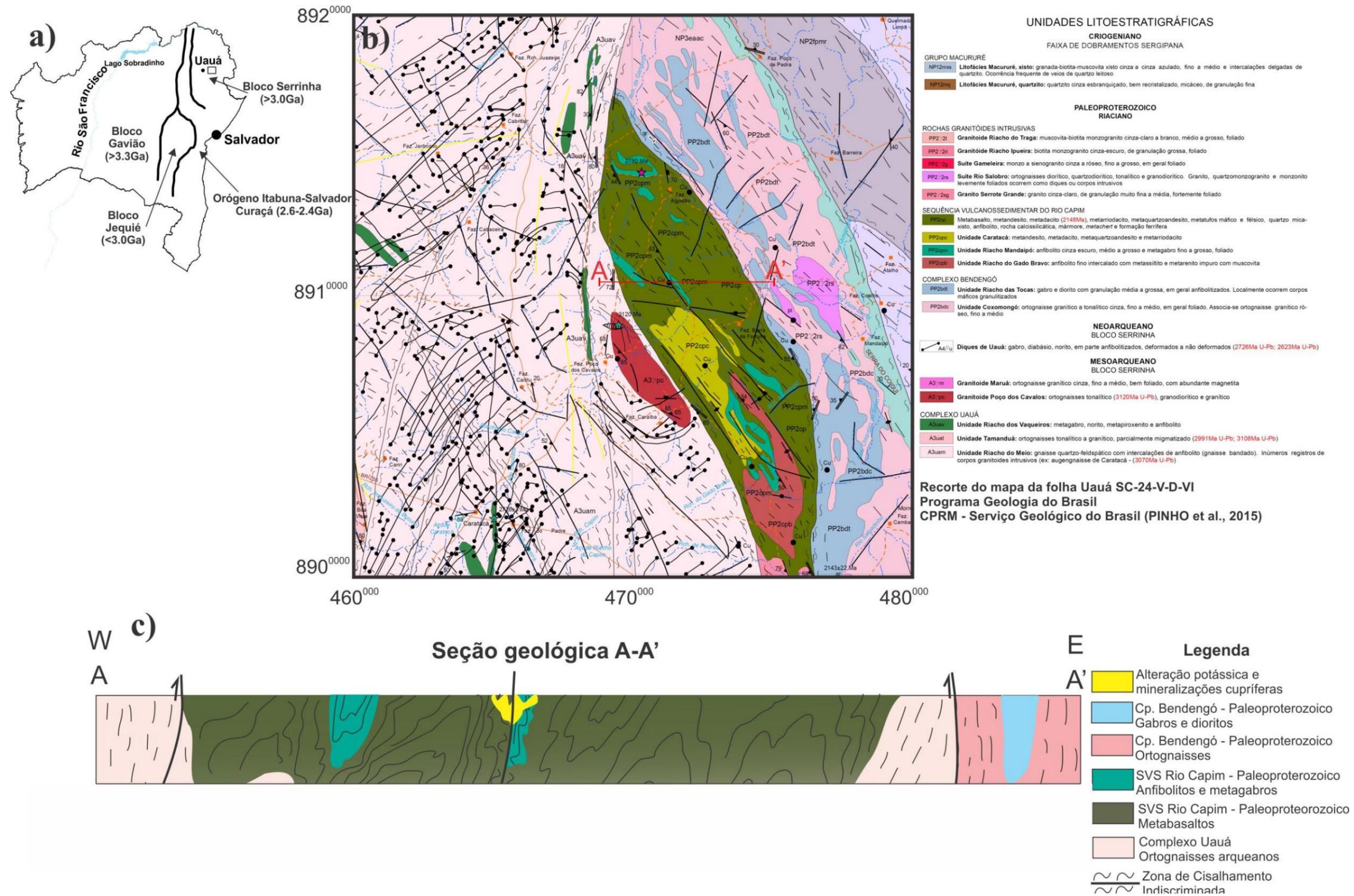
As ocorrências de cobre sobrepõem diversas unidades geológicas, segundo o mapeamento geológico da Folha Uauá realizado por Pinho et al. (2015; Figura 16b). Foram cartografadas ocorrências relacionadas a rochas do embasamento: (i) ortognaisses tonalíticos a graníticos, parcialmente migmatizados arqueanos do Complexo Uauá (Unidade Tamanduá); (ii) ao Granitoide Poço dos Cavalos, composto por ortognaisses tonalítico, granodiorítico a granítico.

Da mesma forma, na SVRC (orosiriana), são descritas ocorrências de minerais de cobre associadas a todas as unidades litoestratigráficas (PINHO et al., 2015): (i) anfibolitos finos que ocorrem intercalados com metassiltitos e metarenitos da Unidade Riacho do Gado Bravo; (ii) anfibolitos cinza escuros, médios a grossos associados a metagabros foliados (Unidade Riacho Mandaipó); (iii) metavulcânicas intermediárias a félsicas da Unidade Caratacá; e à unidade superior, indivisa que inclui metavulcânicas máficas, intermediárias e félsicas, além de variados sedimentos clásticos e químicos.

O presente trabalho verificou todas as ocorrências conhecidas na região onde a aflora a sequência Rio Capim. Destas, foi confirmada a existência de minerais de cobre apenas na área aflorante entre as fazendas Algodão e Barra da Fortuna. Estas mineralizações cupríferas constituem um pequeno depósito de minerais oxidados (com poucos correspondentes sulfetados conhecidos em profundidade) prospectado pela CBPM no Projeto Rio Capim (WINGE, 1984) e nesta década pela empresa capixaba FMN Granitos Ltda.

O depósito de cobre do Rio Capim está associado a zonas de cisalhamento localmente reversas, e predominantemente de cinemática indiscriminada, que truncam gabros da Unidade Superior da SVRC e, por vezes, os põe em contato com anfibolitos e gabros anfibolitizados da Unidade Riacho Mandaipó (Figura 16c). Os litotipos máficos estão intensamente cisalhados e exibem claras feições de alteração hidrotermal, sendo a mais expressiva delas a potassificação, através da formação de K-feldspato (Fotografia 2). Em afloramento raramente é possível reconhecer minerais de cobre primários, descritos como disseminações de calcopirita e calcocita em rochas mais ou menos alteradas (Fotografia 3).

Figura 16: Geologia do depósito de cobre do Rio Capim (Uauá). a) Contornos dos blocos componentes do embasamento do Cráton do São Francisco no estado da Bahia, com destaque à folha Uauá; b) Recorte do mapa geológico da folha Uauá (PINHO et al., 2015); c) Seção geológica representativa do depósito de cobre do Rio Capim.



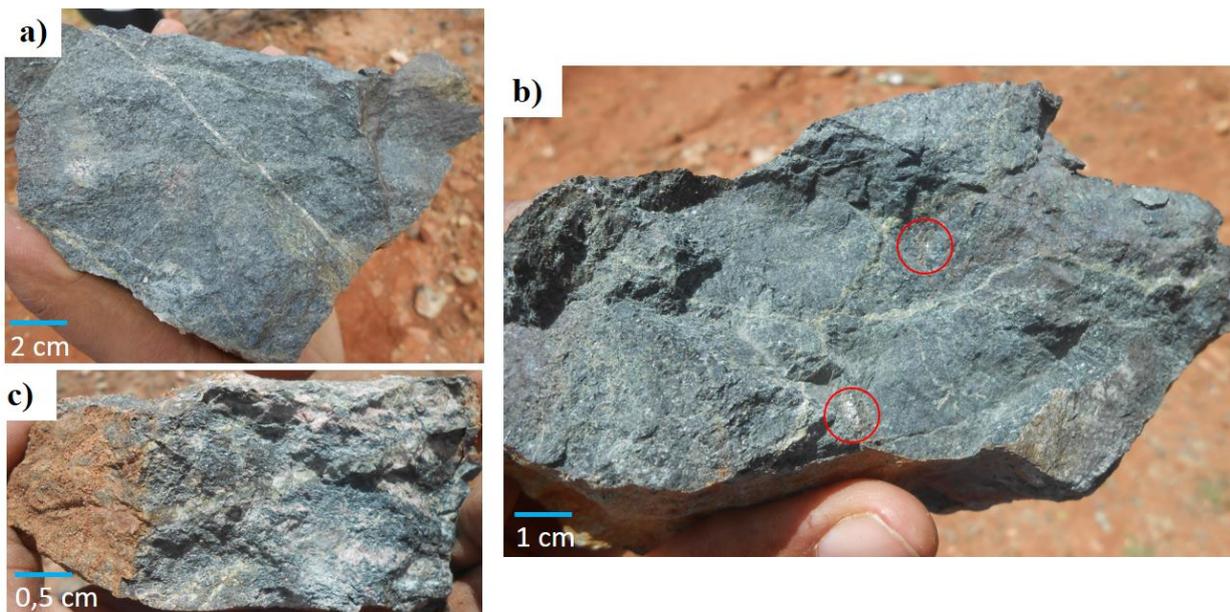
Fonte: autor. Mapa geológico de Pinho et al. (2015).

Fotografia 2: Afloramento de metagabro hospedeiro das mineralizações cupríferas do Rio Capim (Uauá). No canto esquerdo é possível notar alteração potássica pervasiva e em veios.



Fonte: autor.

Fotografia 3: Aspectos macroscópicos de metagabros, hospedeiros das mineralizações do Rio Capim. a) metagabro cortado por vênula de quartzo; b) disseminações de calcopirita e calcocita (círculos vermelhos) em metagabro; c) vênulas de microclina-epídoto e quartzo em metagabro anfibolitizado.

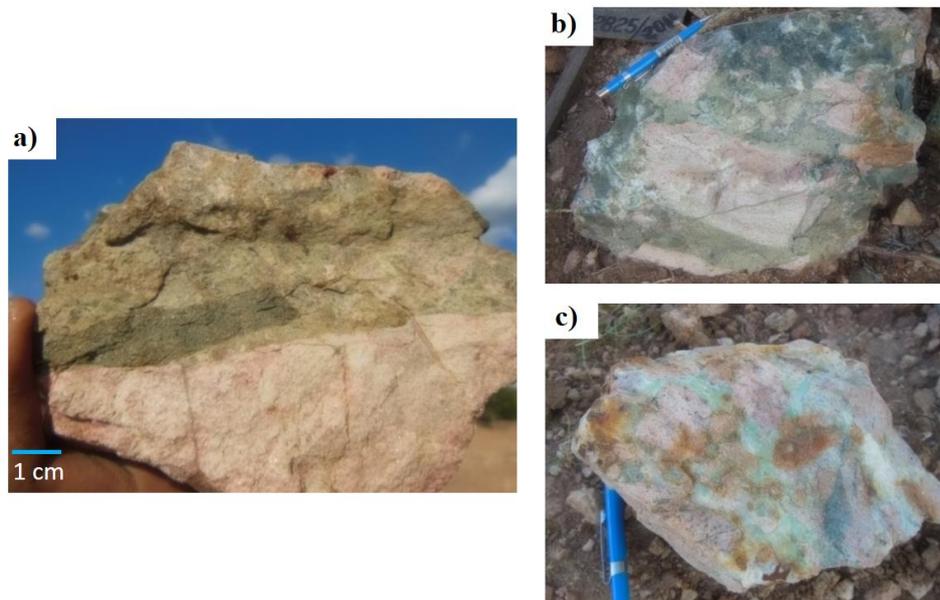


Fonte: autor.

Além da potassificação pervasiva e em veios, ocorrem brechas hidrotermais ricas em clorita, epídoto, quartzo e k-feldspato, este último ora associado aos clastos, ora concentrado na matriz (Fotografia 4). As mineralizações oxidadas são compostas basicamente por malaquita, com concentrações de azurita (Fotografia 5), provavelmente resultado da oxidação de calcocita.

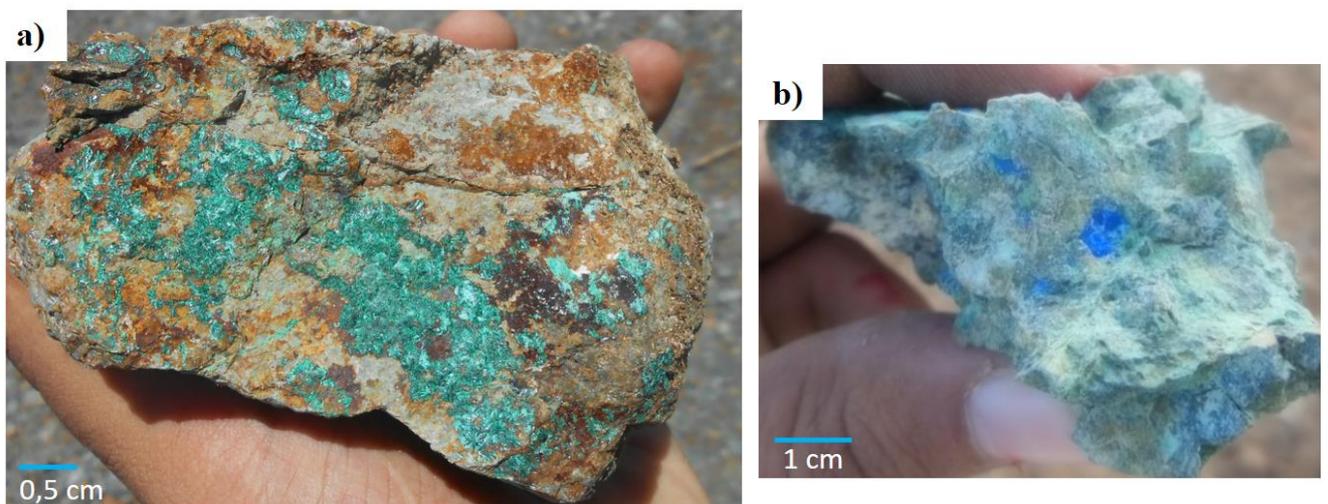
Fotografia 4: Feições de alteração hidrotermal em rochas metamáficas intemperizadas do depósito do Rio Capim.

a) Contato entre alteração a k-feldspato e rocha metamáfica cloritizada; b) brecha hidrotermal a k-feldspato, clorita e epídoto; c) brecha hidrotermal com k-feldspato, quartzo e malaquita.



Fonte: autor

Fotografia 5: Aspectos da mineralização oxidada do depósito do Rio Capim. a) bolsões de malaquita em brecha hidrotermal rica em quartzo; b) azurita e malaquita em metamáfica cloritizada.



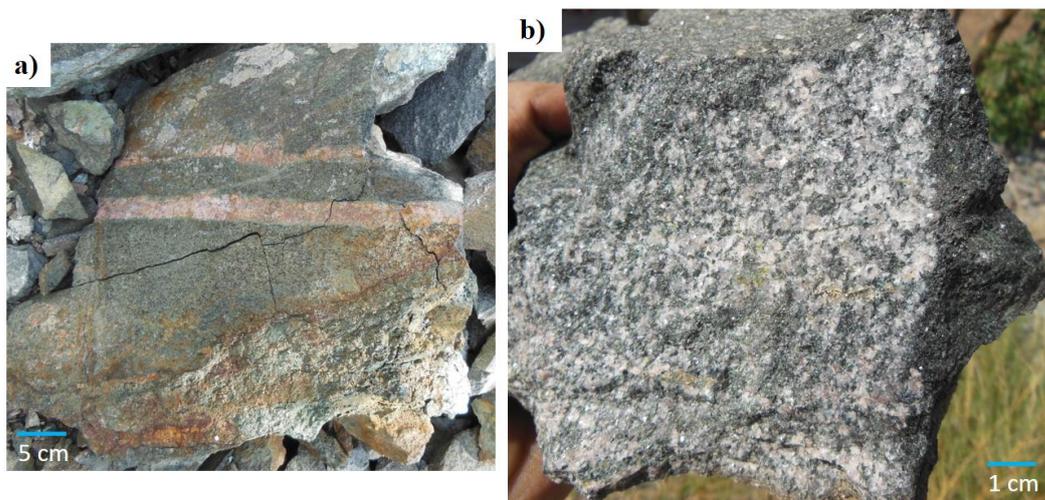
Fonte: autor.

III.2.2 Ocorrências no Bloco Serrinha

As rochas do GBRI são portadoras de importantes mineralizações de ouro, que ocorrem em zonas de cisalhamento associadas à rochas da Unidade Vulcânica Máfica (UVM) no sul GBRI (região conhecida como Faixa Webber) e Unidade Vulcânica Félsica (UVF) no norte, alteradas hidrotermalmente (SILVA, 1987; SILVA; 1992; MISI & TEIXEIRA, 2008). Situadas estruturalmente abaixo (e estratigraficamente acima) da UVM, as rochas da UVF e da Unidade Sedimentar (US) são apontadas por Rodrigues (2013) como fontes do ouro concentrado nos litotipos metamáficos.

As ocorrências de cobre não foram alvo de estudo específico por nenhum autor, ocorrem em litotipos diversos, em calcissilicáticas e ortognaisses no município de Cansanção e Monte Santo, e em Quijingue foram documentadas em piroxenitos, associados ao Complexo Santa Luz. São descritas mineralizações cupríferas em metavulcânicas máficas, metatufitos, metacherts e gabros na porção norte do GBRI (MISI & TEIXEIRA, 2008). Associadas a rochas do Complexo Santa Luz na porção norte do Vale do Jacurici, embasamento do Bloco Serrinha (BS), foram descritas concentrações de pirrotita, e secundariamente calcopirita, hospedadas por litotipos plutônicos máficos (gabros e noritos). Geograficamente próximos à extensão norte do Sienito de Itiúba, os gabros e noritos apresentam-se epidotizados e truncados por veios de k-feldspato (Fotografia 6).

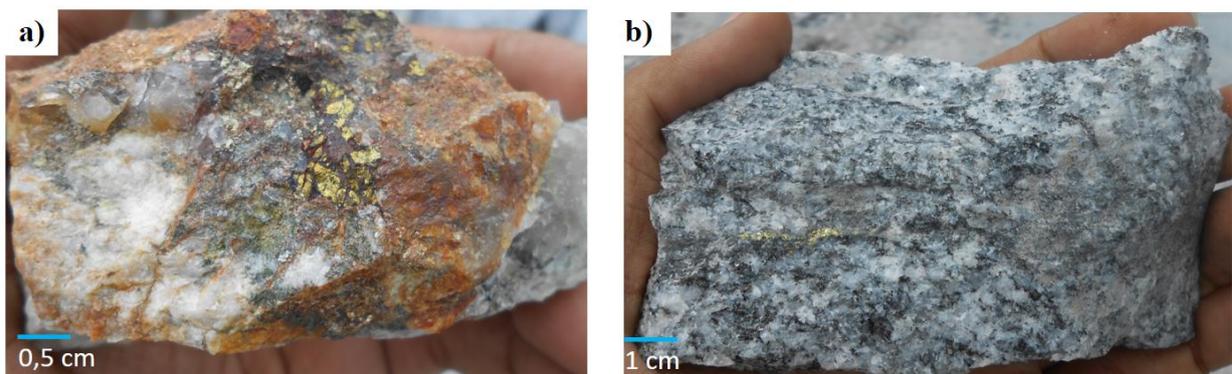
Fotografia 6: Ocorrências de sulfetos em litotipos do Vale do Jacurici. a) sulfetos oxidados em litotipo máfico alterado a epidoto e k-feldspato; b) calcopirita e pirrotita associados a bolsão de quartzo e k-feldspato em piroxenito fino.



Fonte: autor.

As concentrações de minerais cupríferos no Granitoide de Cansanção, previamente documentada, foram confirmadas pela presente pesquisa. Foi constatada a presença de calcopirita hospedada por veios pegmatíticos (Fotografia 7a) na borda oeste da intrusão, próximo à sede do município homônimo. Foram cartografadas ainda, pioneiramente, ocorrências de calcopirita, como vênulas associadas a biotita (levemente orientada) em afloramentos do Granitoide de Pedra Vermelha (Fotografia 7b).

Fotografia 7: Concentrações de calcopirita nos granitoides do Bloco Serrinha: a) pegmatito do Granitoide de Cansanção; b) associada a biotita no Granitoide de Pedra Vermelha.



Fonte: autor.

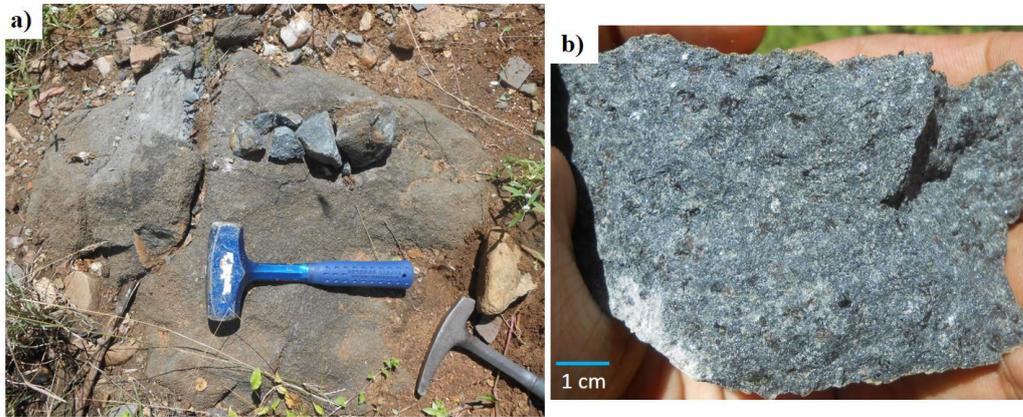
Embora boa parte das ocorrências catalogadas para rochas do Bloco Serrinha não foi de fato reconhecida (provavelmente por problemas de precisão geodésica), importantes indícios foram mapeados. A caracterização destes locais e ocorrências carece de estudos adicionais, mais detalhados, entretanto, são citadas no presente trabalho devido à sua relevância, em termos prospectivos.

Um corpo piroxenítico, com área aflorante estimada em 500 por 200 m, foi descrito na zona rural do município de Quijingue, aflorando em um vale (Fotografia 8a). Não foi possível caracterizar a zona de contato do mesmo que, segundo o reconhecimento regional, está hospedado pelos ortognaisses migmatíticos do Complexo Santa Luz. As rochas piroxeníticas exibem coloração acinzentada e textura fanerítica grossa marcada por cristais de piroxênio bem preservados, com concentrações secundárias de biotita e magnetita (Fotografia 8b).

Blocos de *gossans* associados a rochas máficas anfibolitizadas e formações ferríferas foram descritos na zona de rural de Monte Santo (Fotografia 9). Além de cavidades e box-works centímetros, os *gossans* apresentam-se truncados por veios de quartzo e carbonato.

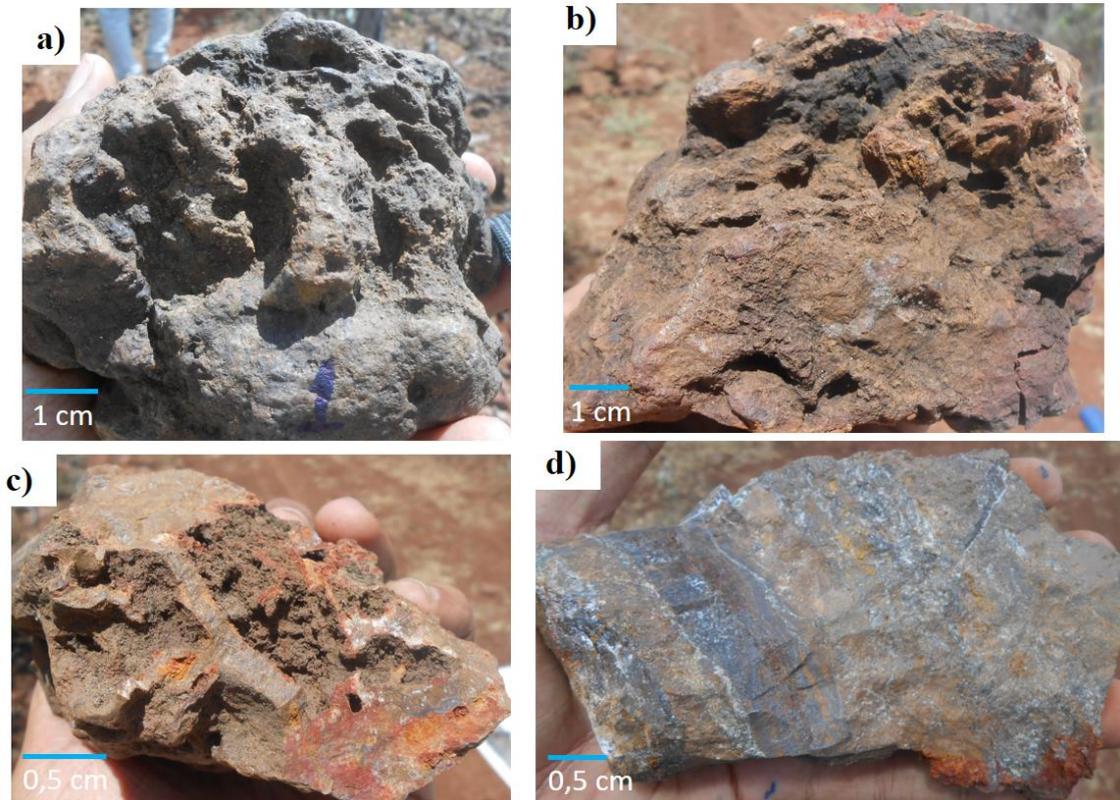
As formações ferríferas bandadas, da fácies magnetita, exibem concentrações de cerussita paralelas à estratificação, indicando a presença de galena em subsuperfície.

Fotografia 8: Corpo de piroxenito, descrito próximo à Quijingue: a) afloramento de piroxenito em um vale; b) característica macroscópica de piroxenito, exibindo textura fanerítica grossa e coloração acinzentada.



Fonte: autor.

Fotografia 9: Gossans e formação ferrífera encontrados na zona rural de Monte Santo: a) cavidades e *box-works* centimétricos em gossan; b) gossan com veios de quartzo preservados, *box-works* e óxidos de manganês; c) estrutura brechada e veio de quartzo; d) formação ferrífera com cerussita nas bandas ricas em magnetita.



Fonte: autor.

III.2.3 Ocorrências na Serra de Jacobina

As mineralizações auríferas da Serra de Jacobina, com notada importância científica e econômica, são conhecidas apenas no Grupo Jacobina da porção central da serra, especialmente relacionadas aos metaconglomerados da Formação Serra do Córrego (SAMPAIO, 2001; TEIXEIRA et al., 2001; Figura 17). Os níveis mineralizados em ouro, ricos em pirita, são também descritos nos quartzitos da Formação Rio do Ouro e nas rochas máficas e ultramáficas que truncam a sequência (TEIXEIRA et al., 2001).

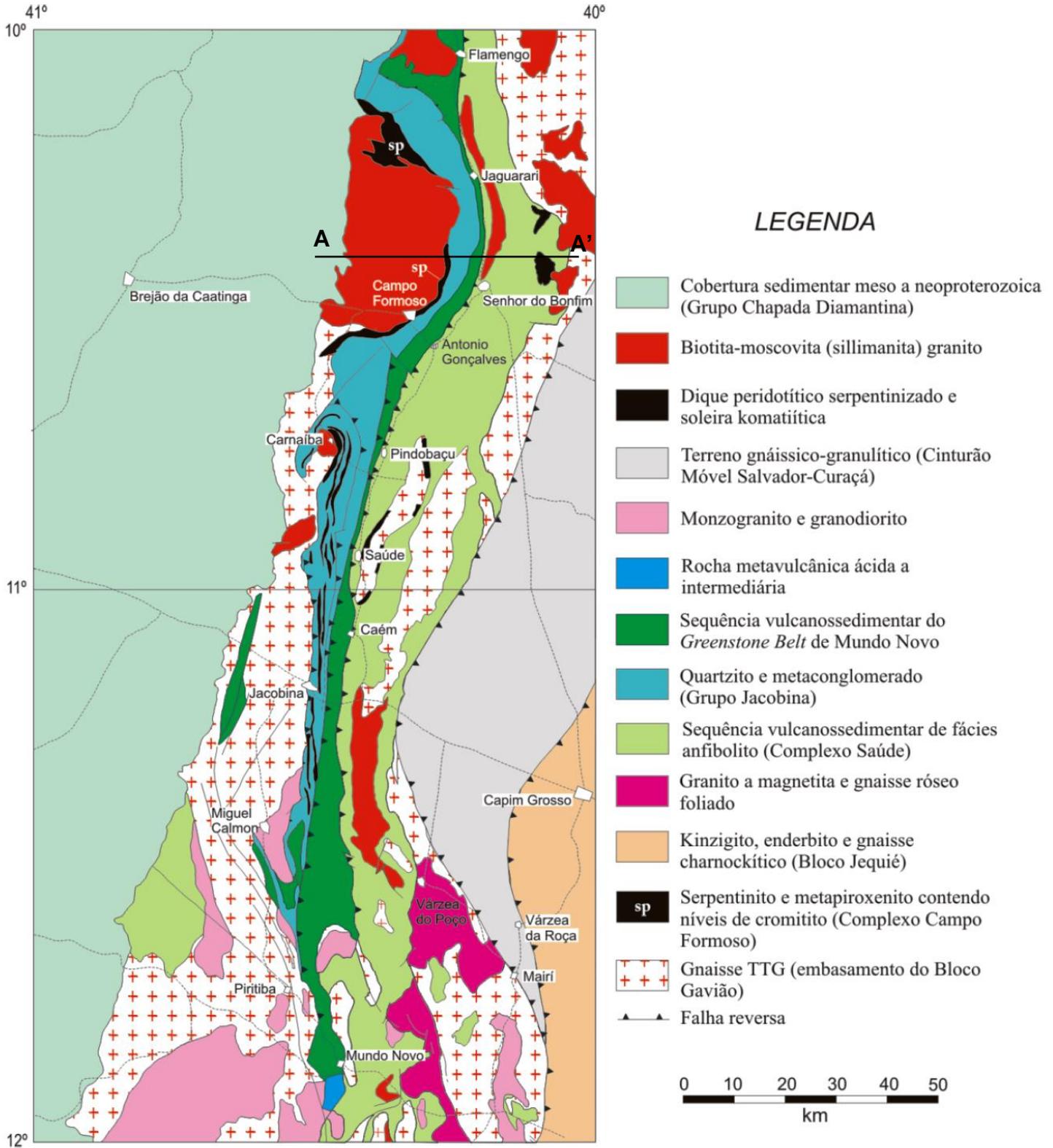
Na região da Serra de Jacobina são conhecidas ocorrências de minerais supergênicos de cobre (predominantemente malaquita), associado aos leucogranitos de Campo Formoso e Jaguarari e ao Complexo Saúde (MISI & TEIXEIRA, 2008). No presente estudo foram documentadas novas ocorrências, porém de pirita e calcopirita, associados a metassedimentos químicos e metavulcânicas máficas (Figura 18).

Segundo Sampaio et al. (2001), o Complexo Itapicuru compreende filitos/filonitos, xistos a sericita-moscovita, clorita e biotita, silixitos, metabasitos, metaultrabasitos, formações ferríferas e manganésíferas e quartzitos, às vezes, com níveis metaconglomeráticos, com afinidades litoestruturais bastante intrincadas. Os filitos/filonitos são as rochas mais representativas desta unidade. Diversos autores incluem o Complexo Itapicuru como principal unidade litoestratigráfica do Greenstone Belt de Mundo Novo (GBMN; MASCARENHAS et al., 1998; TEIXEIRA et al., 2001; MISI & TEIXEIRA, 2008; ZINCONI, 2016; BARBUENA, 2017).

Metabasaltos do Complexo Itapicuru, descritos na Cachoeira da Fumaça, zona rural de Pindobaçu exibem preservadas feições primárias como *pillow lavas* e amígdalas (preenchidas) por quartzo. Em contato por falha reversa com os quartzitos do mesmo complexo, os metabasaltos apresentam disseminações de pirita e calcopirita (Fotografia 10), além de exibirem, localmente evidências de alteração hidrotermal.

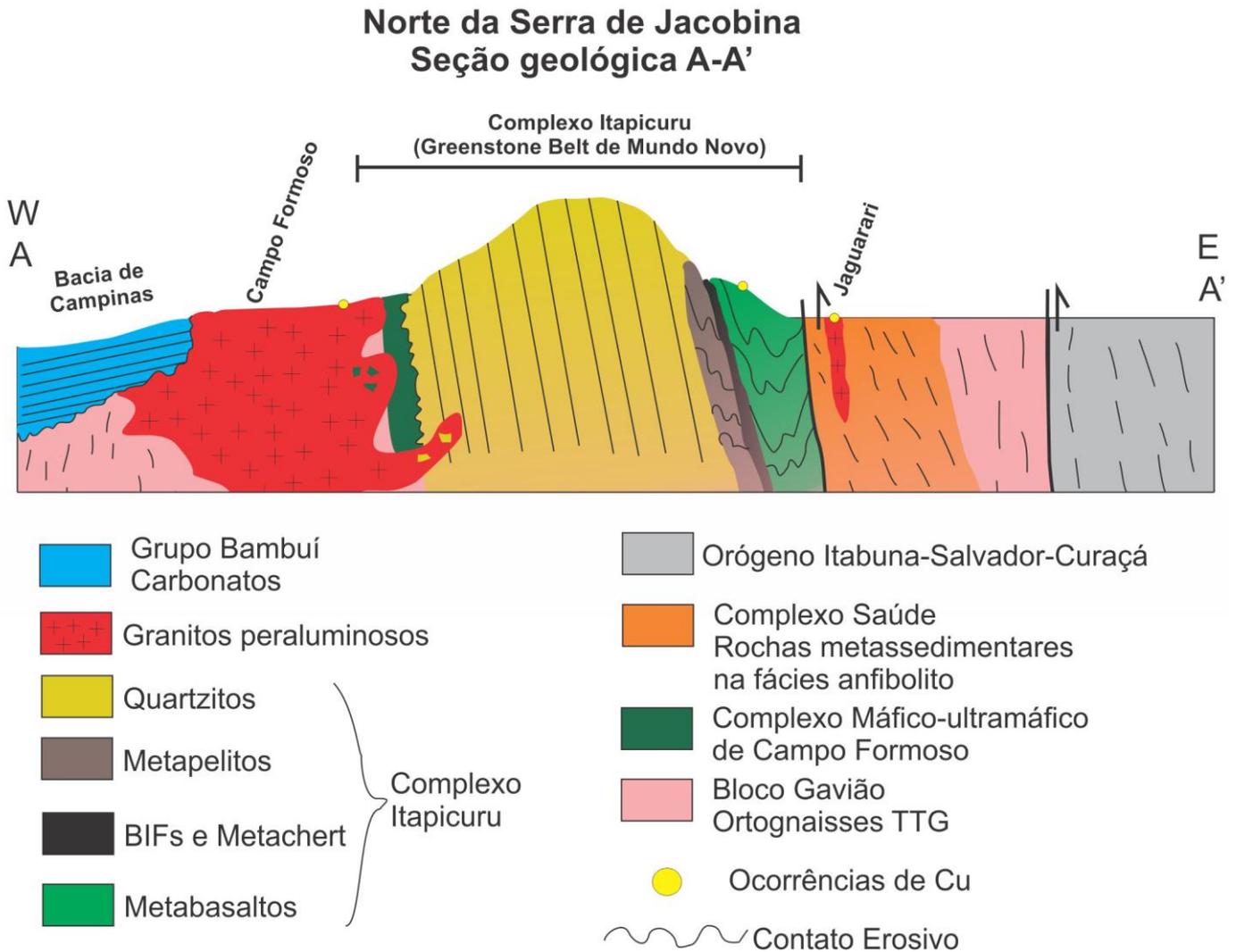
Também no município de Pindobaçu, na margem direita da barragem, ocorrem afloramentos de metabasaltos truncados por veios de quartzo, muitos deles com pirita (Fotografia 11a). Na porção norte de serra, entre Senhor do Bonfim e Jaguarari, também foram mapeadas rochas metavulcânicas máficas, neste caso amplamente metassomatizadas, estão dispostas como clorita xistos com magnetita. Nestes litotipos nenhuma ocorrência ou vestígio de sulfetos ou minerais oxidados de cobre foi catalogado.

Figura 17: Mapa geológico da região da Serra de Jacobina (modificado de MASCARENHAS et al., 1998).



Fonte: Misi et al. (2012)

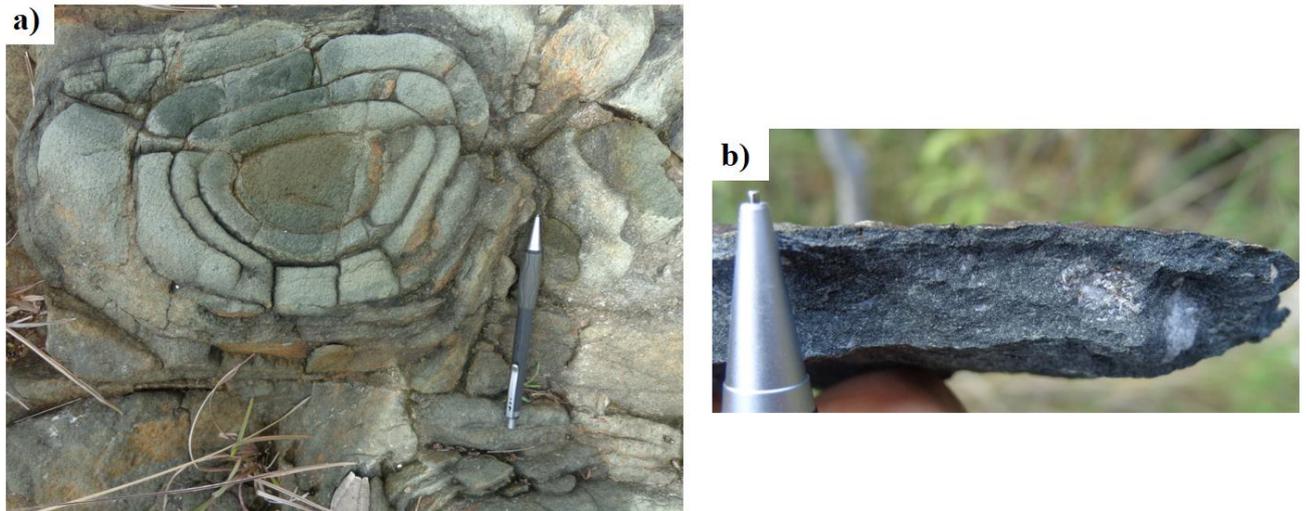
Figura 18: Seção geológica da região norte da Serra de Jacobina, com ocorrências de cobre associadas.



Fonte: autor.

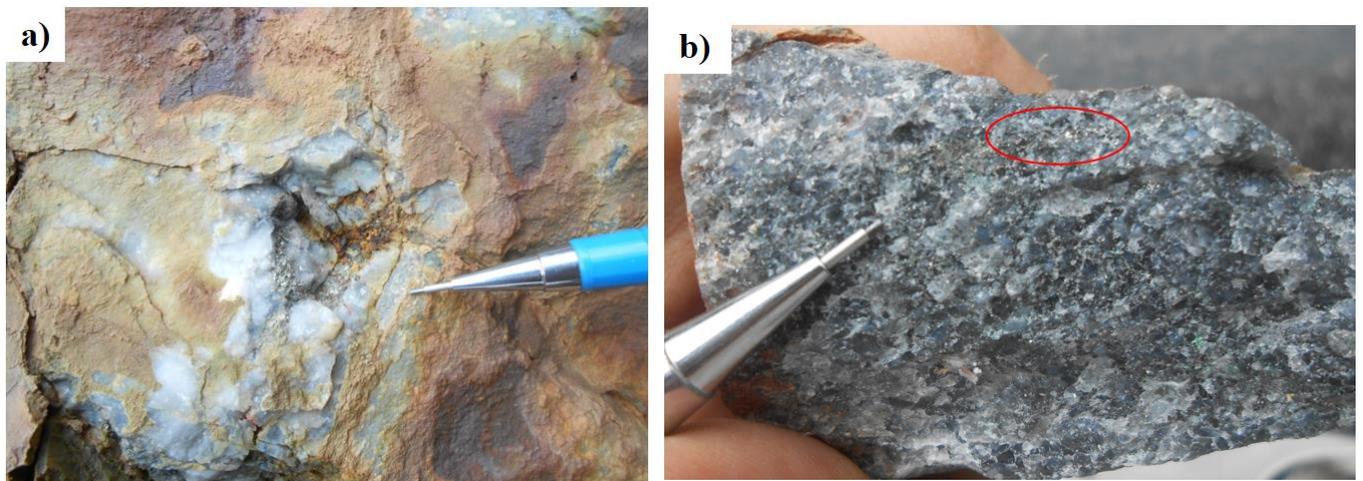
Na saída norte da cidade de Jacobina é possível observar uma extensão exposição de rochas metassedimentares químicas e pelíticas do Complexo Itapicuru. Ocorrem filitos vermelhos, metacherts, andaluzita xistos e quartzitos. Os níveis de metacherts hospedam disseminações de pirita (Fotografia 11b), nem sempre preservadas em razão do alvo nível intempérico. Formações ferríferas, não observadas na região de Jacobina, afloram na porção norte da Serra de Jacobina, entre os municípios de Pindobaçu e Jaguarari. Estão incondicionalmente associadas a metabasaltos, são ricos em magnetita e, frequentemente apresentam-se bandados.

Fotografia 10: Ocorrência de calcopirita em metabasalto da Serra de Jacobina: a) afloramento de metabasalto; b) disseminação de calcopirita em amostra de mão de metabasalto.



Fonte: autor.

Fotografia 11: Ocorrências de pirita em litotipos da Serra de Jacobina: a) bolsão de pirita oxidada em veio de quartzo cortando metabasaltos; b) disseminações de pirita e metachert.



Fonte: autor.

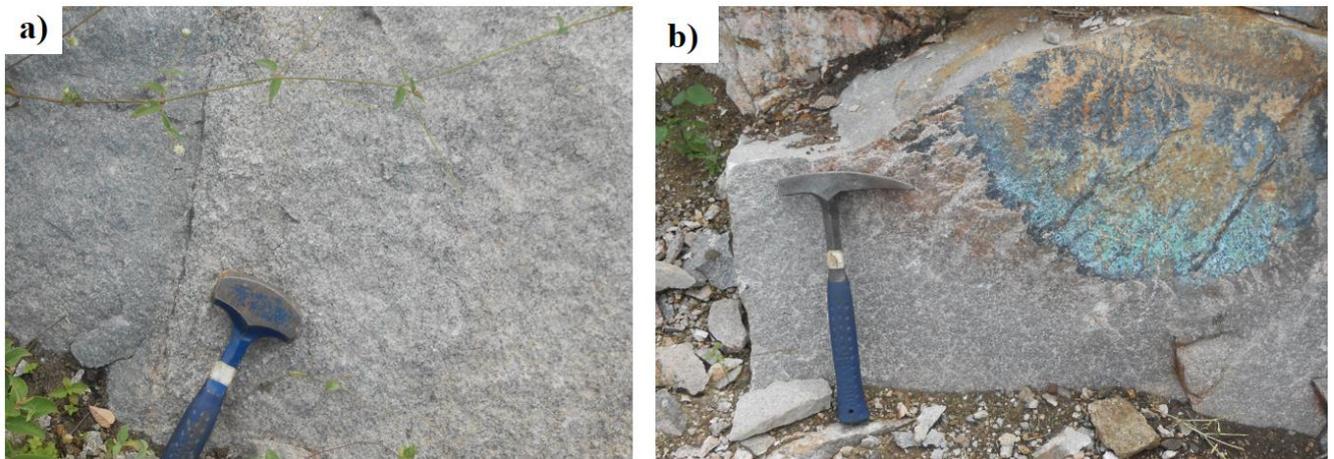
O Granito de Campo Formoso constitui uma intrusão batolítica com colocação tardi-tectônica e sua composição indica fonte de fusão de sedimentos (LEITE, 2002). Apresenta idade Sm-Nd (T_{DM}) 2821 e 2541 Ma, ϵ_{Nd} entre -13,4 e -7,4 e idade de cristalização, pelo método Rb-Sr, estimada em 1969 ± 29 Ma (SABATÉ et al., 1990).

O Granito de Campo Formoso intrude os gnaisses do Complexo Mairi, o Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso e quartzitos do Complexo Itapicuru. Com coloração

acinzentada a rosada (Fotografia 12a), sua mineralogia é: K-feldspato, biotita, moscovita e por vezes minerais aluminosos como granada, silimanita e cordierita. Apresenta bandamento de fluxo magmático, xenólitos das encaixantes e localmente é deformado como consequência de sua colocação. Visando uma caracterização geocronológica mais ampla, foram realizadas análises geocronológicas U-Pb e isotópicas Lu-Hf de uma amostra do Granito de Campo Formoso, apresentadas no tópico III.2.3.2.

O Granito de Jaguarari intrude o Complexo Saúde, apresenta mineralogia similar ao de Campo Formoso e, diferente deste, encontra-se intensamente deformado. Na periferia do município de Jaguarari, foram observadas concentrações de malaquita e óxidos de manganês associadas ao granito homônimo (Fotografia 12b). No povoado de Carrapichel (integrante de Senhor do Bonfim) foi mapeado um corpo de leucogranitoide similar ao de Jaguarari, porém intrudindo os clorita-xistos da porção norte da serra.

Fotografia 12: Aspectos de campo e ocorrência de malaquita em leucogranitos da Serra de Jacobina: a) fácies acinzentada do Granito de Campo Formoso, amostrada para geocronologia; malaquita e óxidos de manganês em acumulados em fratura do Granito de Jaguarari.



Fonte: autor.

III.2.3.1 Litogeoquímica

Visando o avanço na compreensão tectônica da Serra de Jacobina e a mensura do potencial para mineralizações cupríferas da região, diversas rochas foram submetidas a análises litogeoquímicas. Nesta tese são apresentados os resultados da interpretação paleoambiental para metabasaltos e clorita xistos do Complexo Itapicuru (Greenstone Belt de Mundo Novo) e os leucogranitos, além da comparação da média dos teores de cobre em diferentes litotipos. A

relação completa dos resultados analíticos das amostras da Serra de Jacobina encontra-se disposta no Apêndice B.

O gráfico de Elementos Terras Raras (ETR), segundo Nakamura (1974), para metabasaltos e clorita xistos da Serra de Jacobina evidencia padrões inclinados com ETR pesados (ETRP) 5 a 20 vezes mais concentrados que padrão condrítico nos litotipos não hidrotermalizados, e entre 10 e 20 vezes para os metabasaltos cloritizados (Figura 19a). Ambos os grupos de amostras exibem discreta anomalia negativa de Eu, sendo os clorita-xistos claramente mais enriquecidos ETR leves (ETRL), atingindo razões entre 100 e 800 vezes mais enriquecidos em Sm e La, respectivamente. A comparação dos padrões destes elementos nos metabasaltos (entre 8 e 40 vezes) sugere uma elevação nos teores de ETRL de até 20 vezes nos clorita-xistos. Amostras da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre (SOUZA et al., 2015; objeto da seção III.2.4), plotadas a título de comparação, não apresentam anomalia de Eu, além de exibirem um padrão levemente mais fracionado que os metabasaltos (não alterados) da Serra de Jacobina.

Os padrões de elementos traço menos móveis, normalizados para o padrão N-MORB (PEARCE, 2014, modificado de SUN & MCDONOUGH, 1989) das metavulcânicas máficas do Greenstone Belt de Mundo Novo exibem padrões inclinados e razões de alguns elementos LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), como Th, Ta, La e Ce entre 10 e 90 vezes mais elevadas que o normalizador (Figura 20b). Da mesma forma, apresentam anomalias positivas de Th e La e negativa de Nb. Em relação aos HFSE (*High Field Strength Elements*), os padrões são planos e variam entre 0,2 e 1,5 vezes o padrão N-MORB, com leve anomalias negativas de Ti e Zr.

A comparação dos metabasaltos com clorita xistos evidencia mobilidade geoquímica, com ampla elevação nas razões dos ETRL (La, Ce, Pm, Nd e Sm, até 100 vezes em relação ao N-MORB), e menos expressiva dos ETRP (Gd, Dy, Ho, Er, Tm e Y, em até 8 vezes). Elementos como Th, Ta, Nb, Hf, Zr e Ti exibem teores similares em litotipos mais e menos hidrotermalizados (clorita-xistos e metabasaltos, respectivamente), indicando imobilidade destes. Os metabasaltos do GBMN apresentam distribuições de elementos traço visivelmente distintas das amostras da sequência Rio Salitre, estas apresentam-se mais enriquecidas em La, Ce, Pm, Nd, Zr, Sm, Ti, Gd, Tb e Dy.

No gráfico de classificação tectônica baseado nos teores de Zr e Ti (imóveis nestas rochas), segundo Pearce (1982), os metabasaltos e clorita xistos da Serra de Jacobina plotam no campo de lavas de arco de ilha (Figura 20a), a não ser por uma amostra, associada limite do campo do vulcanismo intraplaca. Em contraste, as amostras do Rio Salitre estão francamente

restritas ao campo do vulcanismo intraplaca. A discriminação tectônica baseada nas razões TiO_2/Yb e Nb/Yb (PEARCE, 2008) relaciona as amostras de metabasaltos do GBMN a magmas do tipo E-MORB, enquanto as metamáficas da sequência Rio Salitre se assemelham a toleítos intraplaca (Figura 20b).

Amostras dos leucogranitos (Campo Formoso, Jaguarari e Carrapichel) que intrudem as supracrustais metamorfizadas da Serra de Jacobina (complexo Itapicuru e Saúde) foram analisadas e comparadas com análises do Granito de Campo Formoso (CUNEY et al., 1990). Os granitos apresentam clara característica peraluminosa, segundo a classificação A/CNK por A/NK, proposta por Shand (1943; Figura 21).

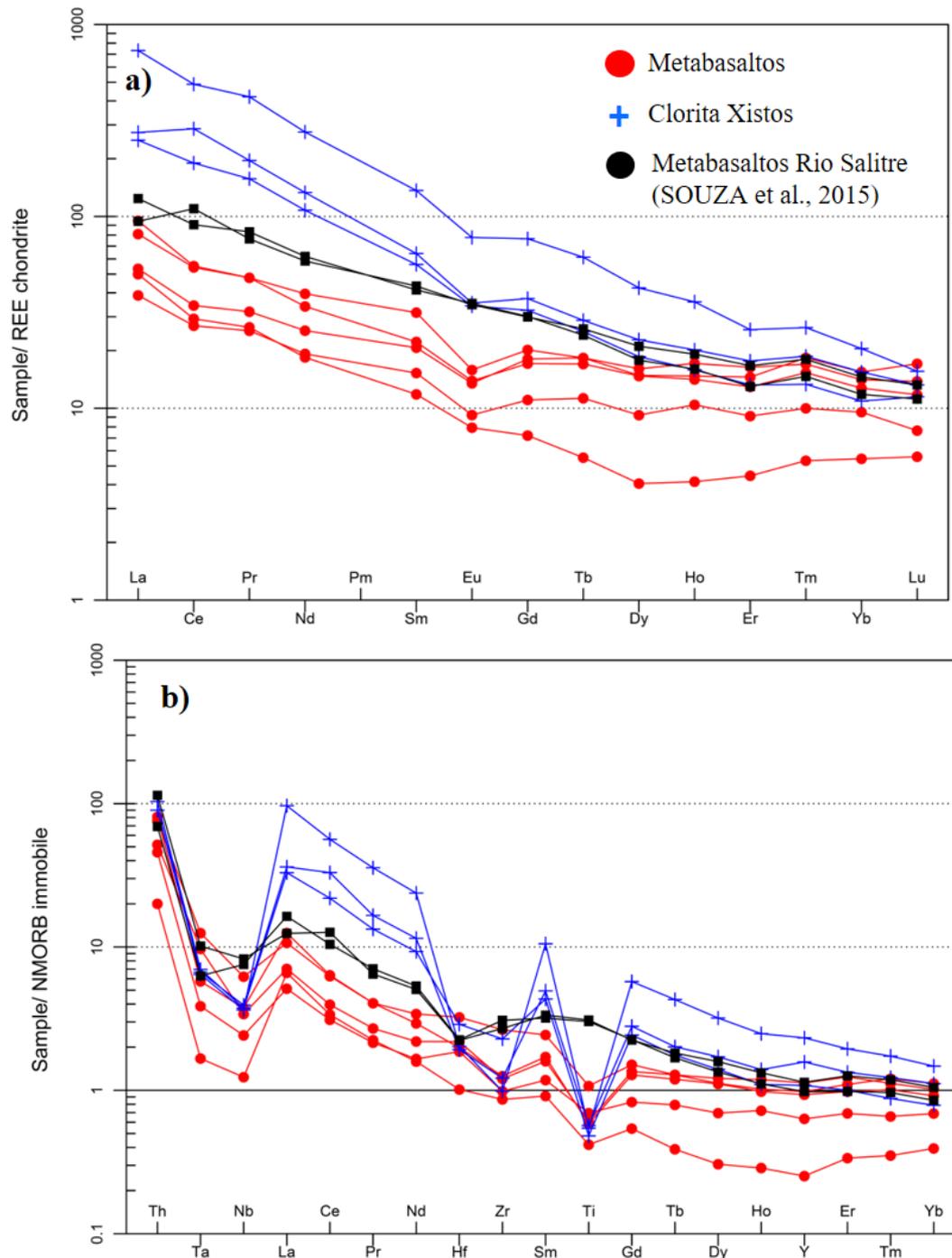
Quando normalizados para o condrito (NAKAMURA, 1974), os leucogranitos apresentam anomalia negativa de Eu, ETRP próximos ao padrão (entre 1 e 5 vezes mais elevados), e relativamente enriquecidos em ETRL (entre 20 e 250 vezes maiores; Figura 22a). Nota-se que o Granito de Campo Formoso apresenta maior intervalo de fracionamento e que os ETRP são fatores de distinção entre os granitos, com menores razões para o Granito de Jaguarari, seguido pelo de Campo Formoso e com mais elevados quocientes nos ETRP (8 vezes mais que o normalizador) do Granito de Carrapichel.

Teores de elementos HFSE (Ti, Dy, Y, Yb e Lu) próximos à média do manto primitivo, com elevadas razões nos elementos LILE (Ba, Th, Y, Cs, La, Ce) – entre 100 e 1000 vezes – são observados no diagrama multielementar para os leucogranitos da Serra de Jacobina (adaptado de MCDONOUGH & SUN, 1995; Figura 22b). No geral, são observadas anomalias negativas de Nb, Ba, Zr e Ti e positivas de Cs, Rb, Nd e Sm. Valores pontualmente elevados de U e Pb são observados nos granitos de Campo Formoso e Jaguarari, respectivamente. Da mesma forma, ocorre pronunciada anomalia negativa de Sr (0,2 vezes em relação ao padrão) no Granito de Carrapichel, com correspondente em uma amostra de Campo Formoso. O Granito de Carrapichel apresenta, ainda, teores mais expressivos de Pb, Pr, Dy, Y, Yb e Lu, que os demais granitos. Segundo os diagramas de classificação tectônica, baseados em teores de Rb, Y, Nb, Ta e Yb, propostos por Pearce et al. (1984), os leucogranitos da Serra de Jacobina são comparáveis a granitos sincolisionais (Figura 23).

É possível notar que os clorita-xistos apresentam as mais altas concentrações de cobre (158,67 ppm), em relação aos teores médios nas diferentes rochas amostradas (Figura 24; Tabela 1). Os metabasaltos apresentam valores mais elevados (104 ppm) do que média dos basaltos apresentada por Robb (2005; 65 ppm). Altos teores foram igualmente documentados nos metapelitos e metacherts do Complexo Itapicuru, que apresentam, em média, 132,33 e 126

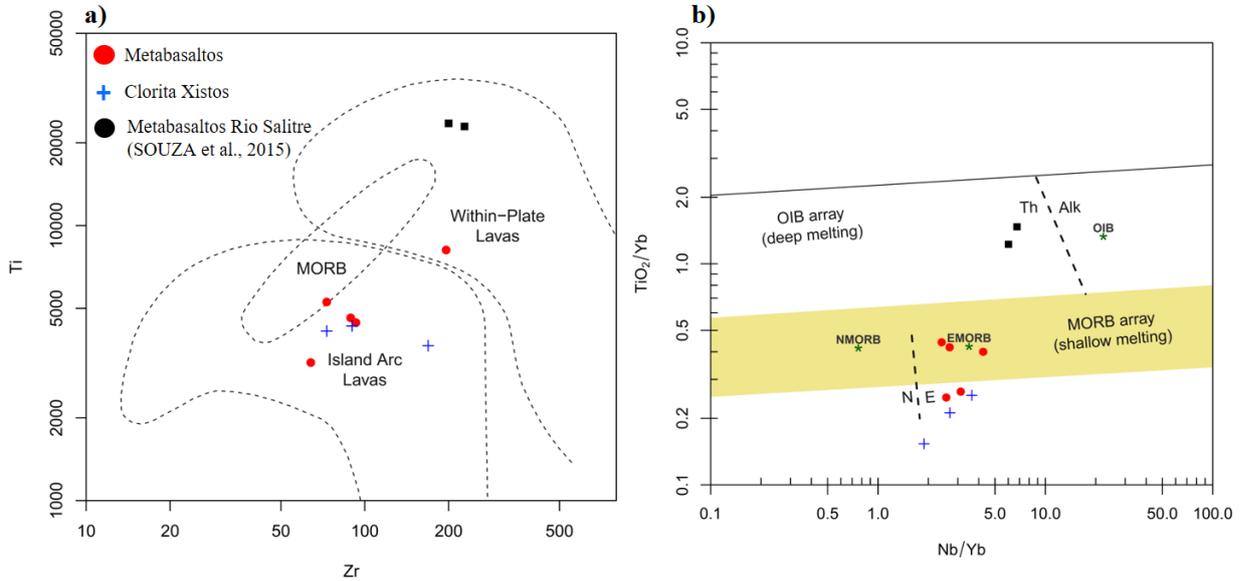
ppm de Cu, respectivamente. Os granitos de Carrapichel (113 ppm) e Jaguarari (110,5 ppm) também apresentam-se relativamente concentrados em Cu.

Figura 19: Gráficos de Elementos Terras Raras (“a”, segundo NAKAMURA, 1974) e multielementar para elementos imóveis (“b”, segundo PEARCE, 2014, modificado de SUN & MCDONOUGH, 1989) para metabasaltos da extensão norte da Serra de Jacobina. Análises dos metabasaltos da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre (SOUZA et al., 2015) plotados a título de comparação.



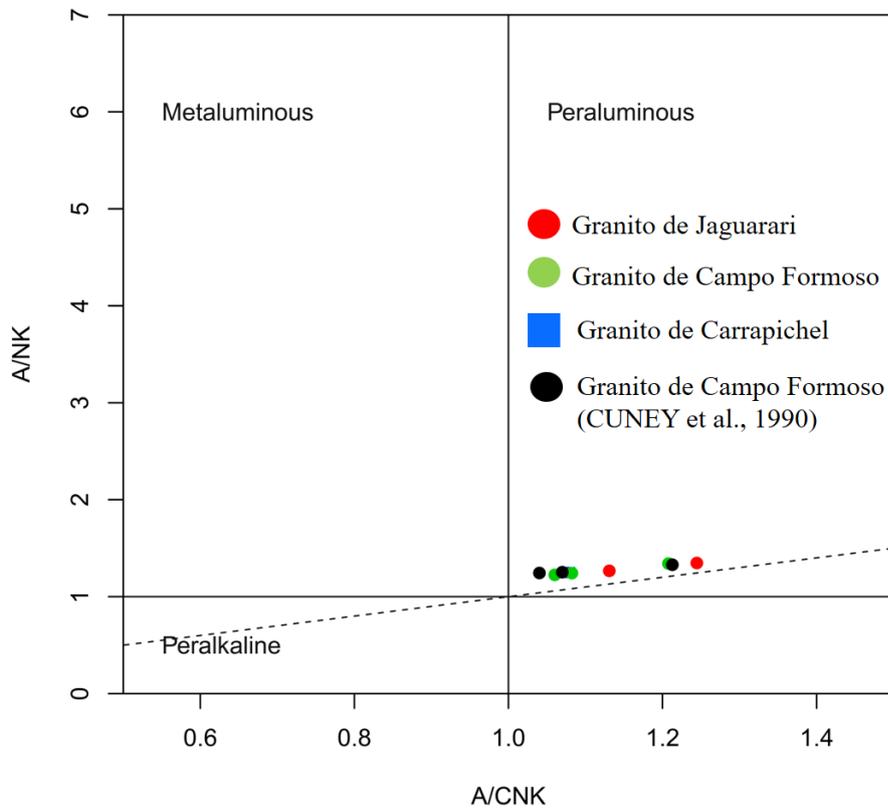
Fonte: autor. Gráficos de Nakamura (1974; figura “a”) e Pearce (2014; gráfico “b”), modificado a partir de Sun & McDonough (1989).

Figura 20: Diagramas de ambiência tectônica Zr-Ti (PEARCE, 1982) e Nb/Yb-TiO₂/Yb (PEARCE, 2008). Amostras da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre (SOUZA et al., 2015) plotadas, visando à integração regional.



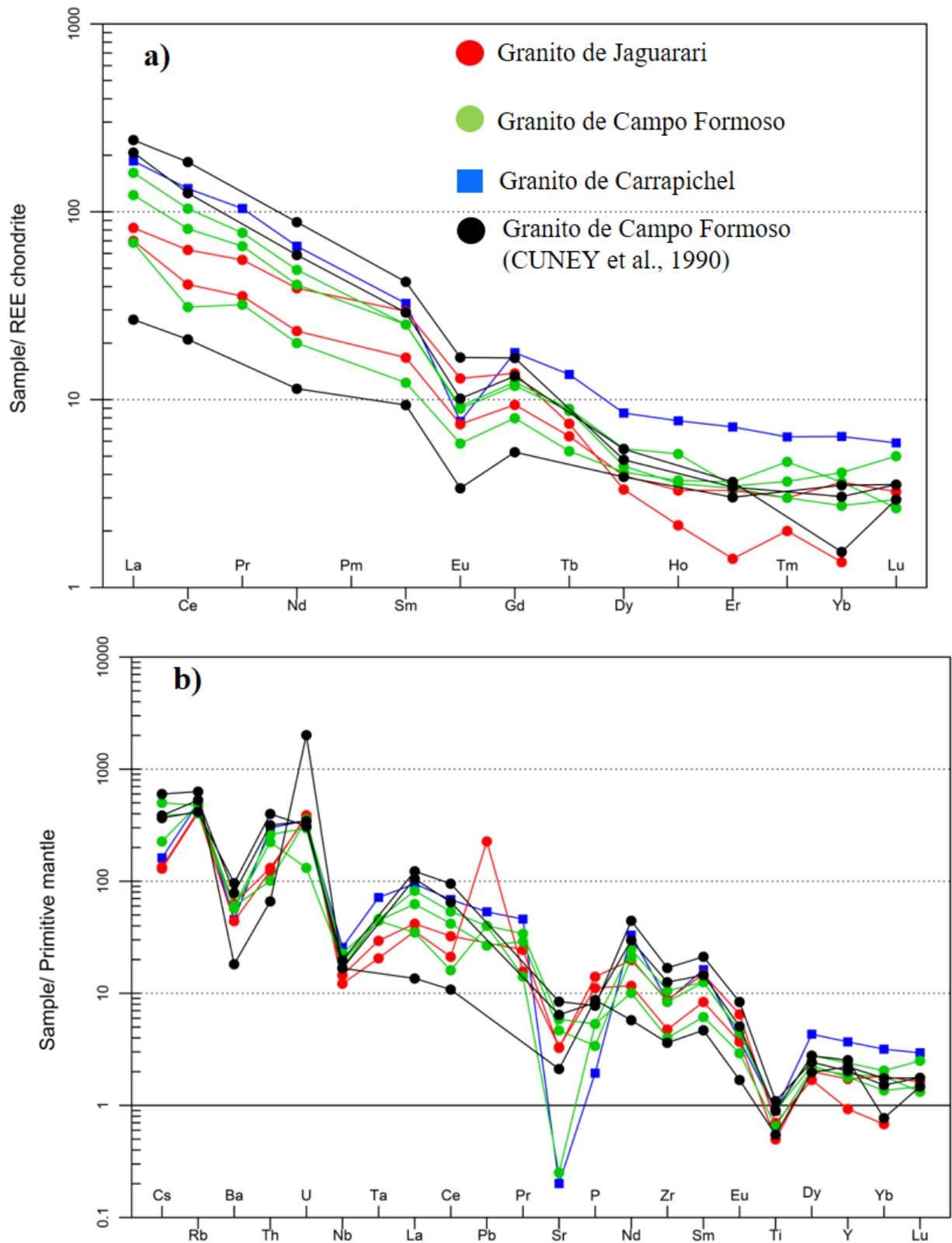
Fonte: autor. Diagramas modificados de Pearce (1982) e Pearce (2008).

Figura 21: Diagrama de classificação de granitos A/NK versus A/CNK (SHAND, 1943) para os leucogranitos da Serra de Jacobina. Amostras do Granito de Campo Formoso de Cuney et al. (1990) plotadas para comparação.



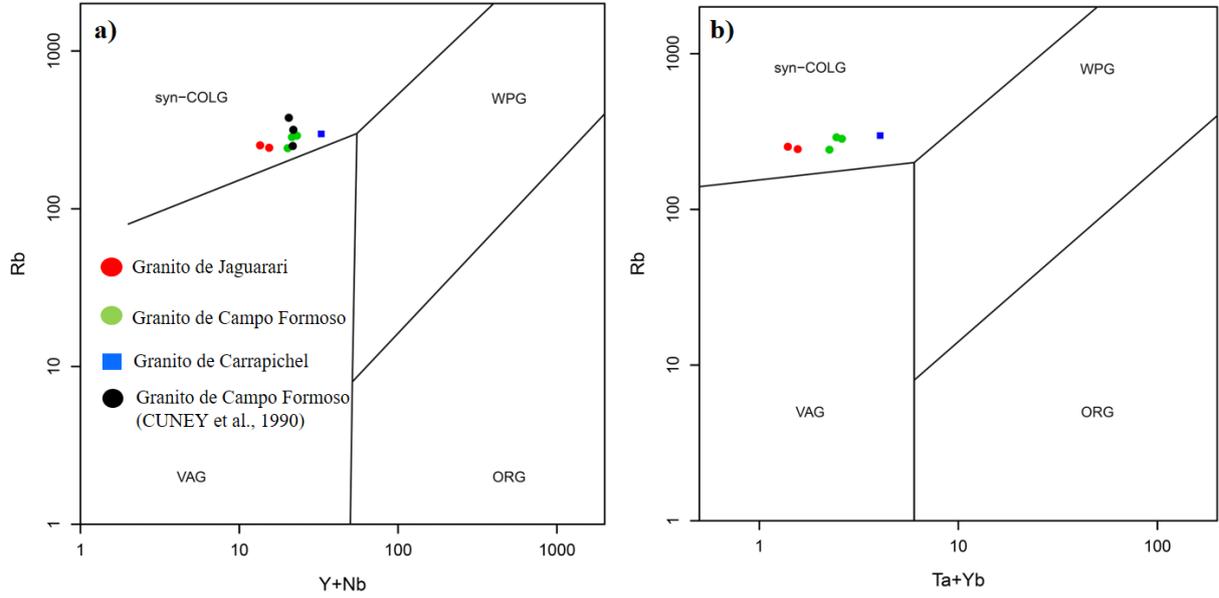
Fonte: autor. Gráfico de Shand (1943).

Figura 22: Gráficos de Elementos Terras Raras (“a”, segundo NAKAMURA, 1974) e multielementar (“b”, segundo MCDONOUGH & SUN, 1995) para os leucogranitos da Serra de Jacobina. Análises do Granito de Campo Formoso de Cuney et al. (1990) constam no gráfico, como referência.



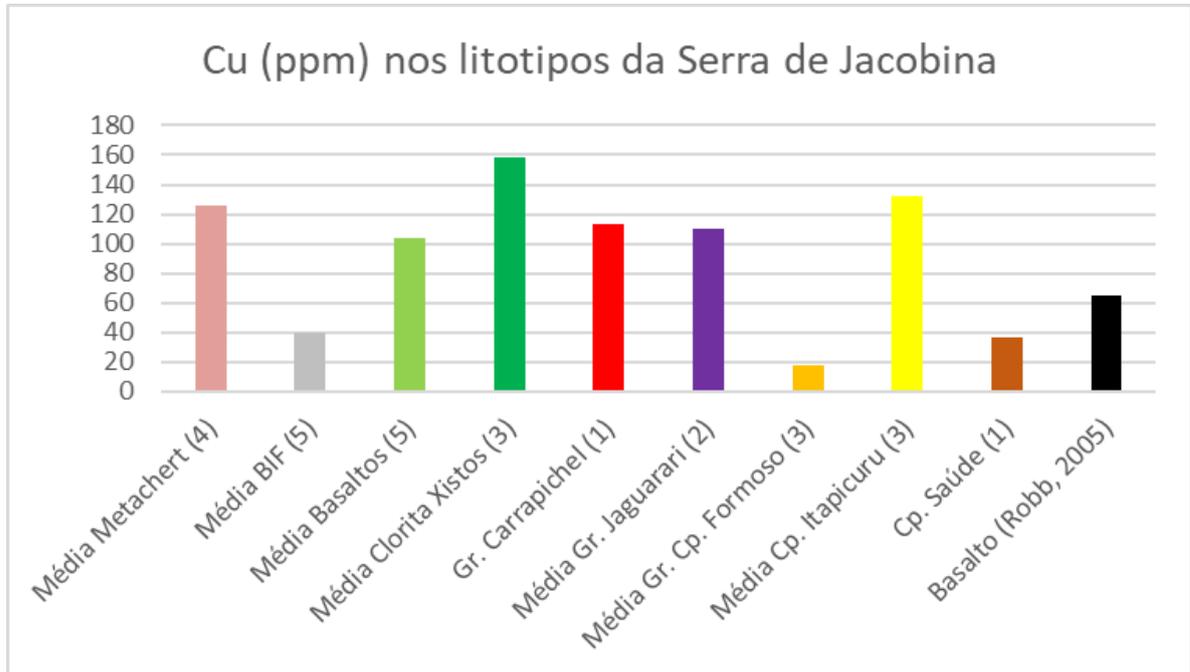
Fonte: autor. Gráficos de Nakamura (1974) e McDonough & Sun (1995).

Figura 23: Diagramas de discriminação tectônica baseados em elementos traço, segundo Pearce et al. (1984), para os leucogranitos da Serra de Jacobina.



Fonte: autor. Gráficos de Pearce et al. (1984).

Figura 24: Distribuição dos teores de Cu (em ppm) em diferentes litotipos da Serra de Jacobina. “Média Complexo Itapicuru” refere-se a análises em metapelitos desta unidade. O teor médio de cobre nos basaltos, segundo Robb (2005), foi plotado como referência.



Fonte: autor.

Tabela 1: Médias dos teores de cobre em litotipos da Serra de Jacobina. Teor de cobre médio dos basaltos (Robb, 2005) apresentado como referência.

Teor de Cu nos litotipos da Serra de Jacobina		
Litotipo	Média	Nº de análises
Metachert	126	4
BIF	39,4	5
Basaltos	104	5
Clorita Xistos	158,6667	3
Gr. Carrapichel	113	1
Gr. Jaguarari	110,5	2
Gr. Cp. Formoso	18	3
Cp. Itapicuru - xistos	132,3333	3
Cp. Saúde	37	1
Basalto (Robb, 2005)	65	

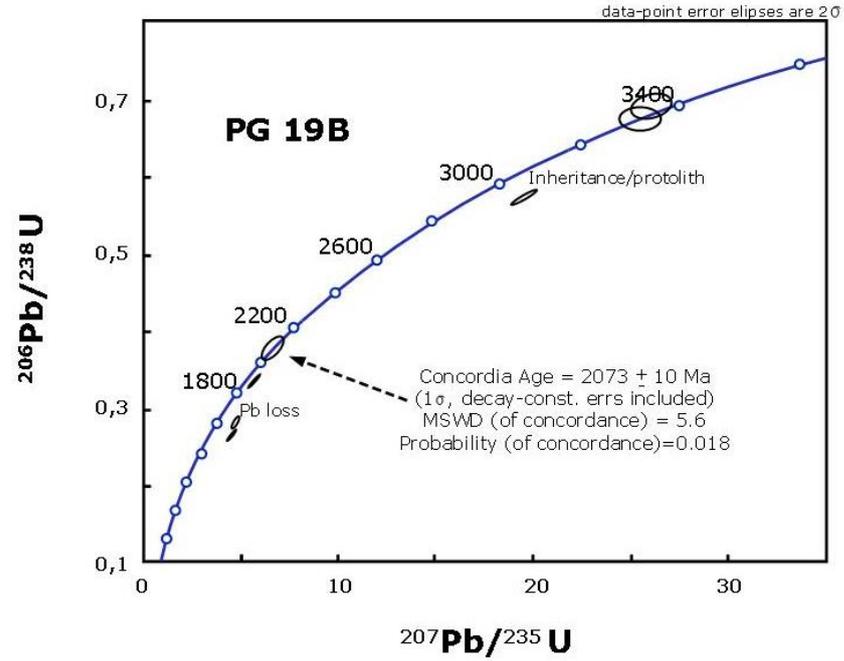
Fonte: autor.

III.2.3.2 Geocronologia

Buscando uma compreensão mais ampla da evolução geotectônica da Serra de Jacobina, foram separados e dados zircões do Granito de Campo Formoso. Idades U-Pb LA-ICP-MS, inéditas para este batólito, obtidas por este estudo, evidenciam uma idade de cristalização de 2073 ± 10 Ma (MSDW = 5,6) para o Granito de Campo Formoso (Figura 25). Dos 11 zircões analisados, um foi excluído devido ao elevado teor de Pb comum, e apenas 3 utilizados para o cálculo da concórdia. Parte das análises remete a idades paleoarqueanas, em torno de 3,4 Ga. A relação completa dos parâmetros analíticos das análises U-Pb do presente capítulo é apresentada no Apêndice C. Os zircões plotados na curva de concórdia apresentam teores de Pb total comum variando entre 0,00 e 4,26%, e razões Th/U de 0,12 a 0,66.

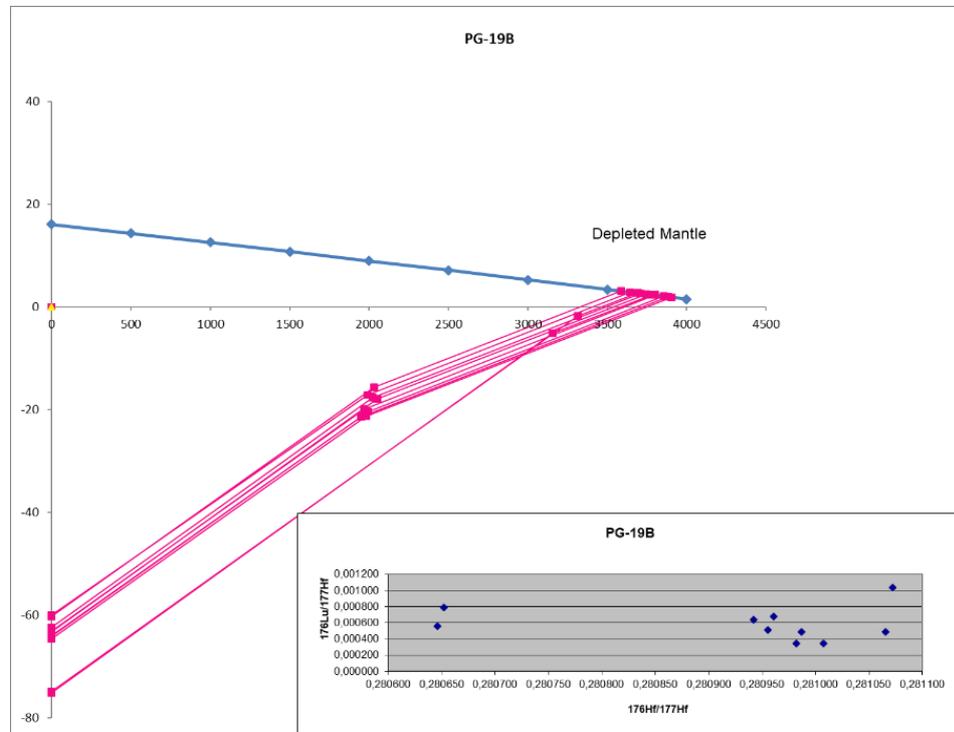
Análises isotópicas Lu-Hf obtidas nos mesmos zircões indicam uma predominância de fonte arqueana (idade T_{DM} mais velha que 3,5 Ga) com distribuição uniforme dos valores isotópicos correspondentes a idades entre 3,5 e 3,8 Ga (Figura 26). Os zircões analisados exibem restrita variação na razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (entre 0,280646 e 0,281072) e ampla em relação ao quociente $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (de 0,000342 a 0,001032). Os valores $\epsilon\text{Hf}(T_1)$, em relação à idade paleoproterozoica, estão compreendidos na larga faixa entre -1,84 e -21,49, enquanto o cálculo do $\epsilon\text{Hf}(T_{DM})$, resulta em um intervalo mais estreito (entre +1,87 e +3,06). A integração entre os dados U-Pb e Lu-Hf evidencia valores negativos para ϵHf relativo às idades orosiriana, e positivos em relação ao reservatório do manto empobrecido (i.e., *depleted mantle*), sugerindo a fusão paleoproterozoica de um reservatório, relativamente homogêneo, de idade arqueana.

Figura 25: Diagrama de concórdia para a amostra PG-19-B, do Granito de Campo Formoso, obtida por análises do método U-Pb LA-ICP-MS.



Fonte: autor.

Figura 26: Diagrama de idades T_{DM} e razões isotópicas Lu-Hf para a amostra PG-19-B, do Granito de Campo Formoso.



Fonte: autor.

III.2.4 O depósito de Sulfetos do Rio Salitre, Juazeiro

O Complexo Rio Salitre (ou Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre – SVRS) localiza-se no extremo norte do estado da Bahia, às margens do Rio São Francisco, a cerca de 25 km da sede do município de Juazeiro. Geologicamente, está situado na borda norte do Cráton do São Francisco, que teve seus limites consolidados pela orogênese Brasileira, ao final do Neoproterozoico. Nesta região sequências do vulcanossedimentares, incluindo o Rio Salitre, encontram-se sobrepostos por coberturas meso- e neoproterozoicas. Por ausência de dados geocronológicos precisos diversos autores vêm considerando o Complexo Rio Salitre como uma sequência arqueana. A presença destas sequências vulcanossedimentares motivou trabalhos de pesquisa mineral desde os mapeamentos pioneiros realizados por Mascarenhas (1976, 1979).

Trabalhos exploratórios desenvolvidos pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) na década de 1980 na região norte do estado da Bahia confirmaram o aspecto vulcanossedimentar das litologias do Complexo Rio Salitre, definiram eixos de anomalias eletromagnética, e, principalmente, resultaram na descoberta de um depósito de sulfeto de ferro (pirita+pirrotita) disseminado com níveis de minério maciço (SOUZA, et al. 1979; SOUZA & TEIXEIRA, 1981, respectivamente). Esse depósito estende-se por aproximadamente 1.500 m, a Sudoeste de Juazeiro-Bahia, com potencial de recursos minerais da ordem de 10 milhões de toneladas (SOUZA et al., 2015).

A compreensão da evolução tectônica e metalogenética da sequência do Rio Salitre é imprescindível para o entendimento pleno da história geológica do setor norte do Cráton do São Francisco. O presente estudo apresenta dados geocronológicos inéditos para a sequência do Rio Salitre, que confirma a sua idade paleoproterozoica, além de trazer reinterpretções metalogenéticas à luz dos novos dados.

Mapeamento realizado pelo Serviço Geológico do Brasil no Projeto Médio São Francisco (CPRM; TEIXEIRA, 2013; LOUREIRO et al., *no prelo*), indicou a presença, não antes descrita, de vulcânicas komatiíticas com textura spinifex. Os autores dividiram a sequência em duas unidades: (i) Baixo Vale do Rio Salitre, com 5 subunidades que compreendem metavulcânicas máficas e ultramáficas, quartzitos, metavulcânicas félsicas, metacherts, filitos, xistos, metarcóseos e metagrauvas; (ii) Unidade Sobradinho, composta por 3 subunidades, que englobam filitos, filonitos, mica-xistos, metavulcânicas básicas e quartzitos.

Segundo o tratamento geoquímico obtido no mesmo projeto, na região ocorrem granitoides predominantemente cálcio-alcálinos metaluminosos, associados a peraluminosos e

álcali-cálcicos (TEIXEIRA, 2013). No mesmo relatório, é confirmado o caráter komatiítico a toleítico das metavulcânicas máficas da SVRS, porém o autor afirma que não é possível determinar, com precisão a ambiência destas rochas. Foram caracterizadas metavulcânicas félsicas (andesíticas a dacíticas) com características de arco magmático no Complexo Barreiro, uma sequência do tipo Greenstone Belt que aflora entre 40 e 100 km a leste do vale do Rio Salitre. Datação pelo método U-Pb SHRIMP em zircão destes litotipos forneceu idade de concórdia de 2106 ± 5 Ma (LOUREIRO et al., 2014).

Na porção inferior da sequência Rio Salitre, onde ocorrem metabasaltos komatiíticos, metabasitos, metavulcânicas félsicas, metacarbonatos e tremolita-quartzitos, são descritas mineralizações de pirita-pirrotita associada a níveis tremolíticos (SOUZA & TEIXEIRA, 1981; RIBEIRO, 1998; AROUCA, 2014). Na porção superior, com predominância sedimentar clástica e química, ocorrem mineralizações fosfáticas, estudadas por Oliveira (2016), que propôs uma gênese sin-sedimentar associado a um período pós-glacial incluído no GOE (*Great Oxygenation Event*).

A gênese das mineralizações a pirita e pirrotita foi inicialmente abordada por Ribeiro (1998), baseado em detalhada caracterização geológica, dados litogeoquímicos e de isótopos de enxofre. Os depósitos, que apresentam $\delta^{34}\text{S}$ em torno do zero e reservas da ordem de 9,5 milhões de toneladas, são comparados geneticamente a depósitos de sulfetos maciços hospedados por vulcânicas (*VHMS – volcanic-hosted massive sulfide*; RIBEIRO, op. cit.). O autor considera, do ponto de vista geodinâmico, um ambiente colisional do tipo crosta continental-crosta oceânica, com os basaltos comparáveis a back-arc, com granitoides do tipo I e S, os primeiros relacionados a arcos vulcânicos.

Arouca (2014) e Arouca et al. (2016) descrevem o minério como majoritariamente formado por disseminações e intercalações maciças de pirita, e secundariamente pirrotita. Associações com calcopirita e ocorrências pontuais de esfalerita e galena são também documentadas. Os autores, que citam a importância dos granitos, deformação e alteração nas zonas mineralizadas, relacionam as concentrações de sulfetos a rochas de origem sedimentar como calcissilicáticas, tremolitos, metapelitos grafitosos com níveis subordinados de metagrauvas, metarcósios e lentes de quartzitos e dolomitos. À luz destas novas informações, Arouca et al. (op. cit.) consideram um modelo do tipo sedimentar-exalativo (SEDEX) para as mineralizações do Rio Salitre.

A seguir são apresentadas novas interpretações de dados litogeoquímicos previamente publicados aliada a observações de campo e em sondagem e dados geocronológicos inéditos, que trazem uma nova ótica para a resolução dos enigmas da SVRS.

III.2.4.1 Geologia da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre (SVRS) e as mineralizações de pirita-pirrotita

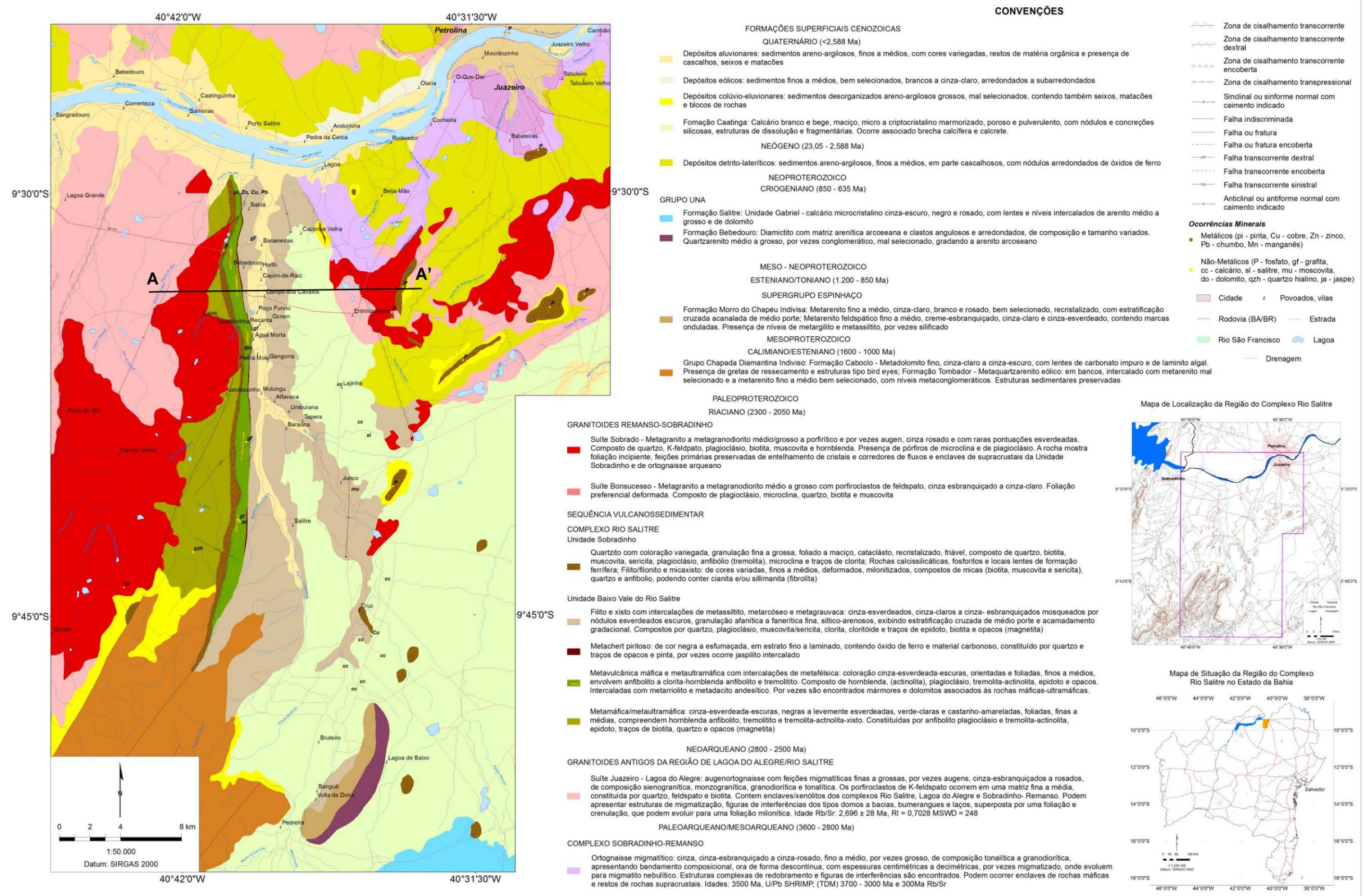
A integração entre os mapas aerogeofísicos, dados de campo com os mapeamentos realizados por Souza & Teixeira (1981), pelos Projeto Médio São Francisco da CPRM (LOUREIRO et al., no prelo) e Rio Salitre da CBPM (SOUZA et al., 2015) e por Oliveira (2016) permitiu a delimitação de um mapa geológico inédito para a região do Vale do Rio Salitre (Figura 27).

As principais alterações, em relação ao mapa do Projeto Médio São Francisco (CPRM), foram: (i) redefinição estratigráfica (quanto ao número e rochas componentes das unidades); (ii) diminuição na área de afloramento dos metabasaltos e metabasaltos komatiíticos nas áreas pesquisadas pela CBPM (entre as localidades de Bebedouro e Sabiá); (iii) individualização das lentes de metavulcânicas félsicas; (iv) estreitamento do nível de metacherts; (v) delimitação mais precisa (principalmente centrada nos mapas de OLIVEIRA, 2016) dos quartzitos da unidade superior na porção leste da sequência.

Os litotipos da SVRS apresentam-se intensamente deformados, estando a sequência basculhada, dobrada e cisalhada, com mergulho geral (de alto ângulo) da sequência para leste (Figura 28). Notam-se dobras mais apertadas (fechadas e isoclinais) nas metavulcânicas máficas e ultramáficas, oeste e nos quartzitos a leste, estando a unidade metapelítica configurada em dobras abertas a fechadas. As mesmas unidades litoestratigráficas propostas por Loureiro et al. (no prelo) são consideradas como componentes da sequência, entretanto, foram individualizadas quatro subunidades na Unidade Baixo Vale do Rio Salitre e apenas uma na Unidade Sobradinho.

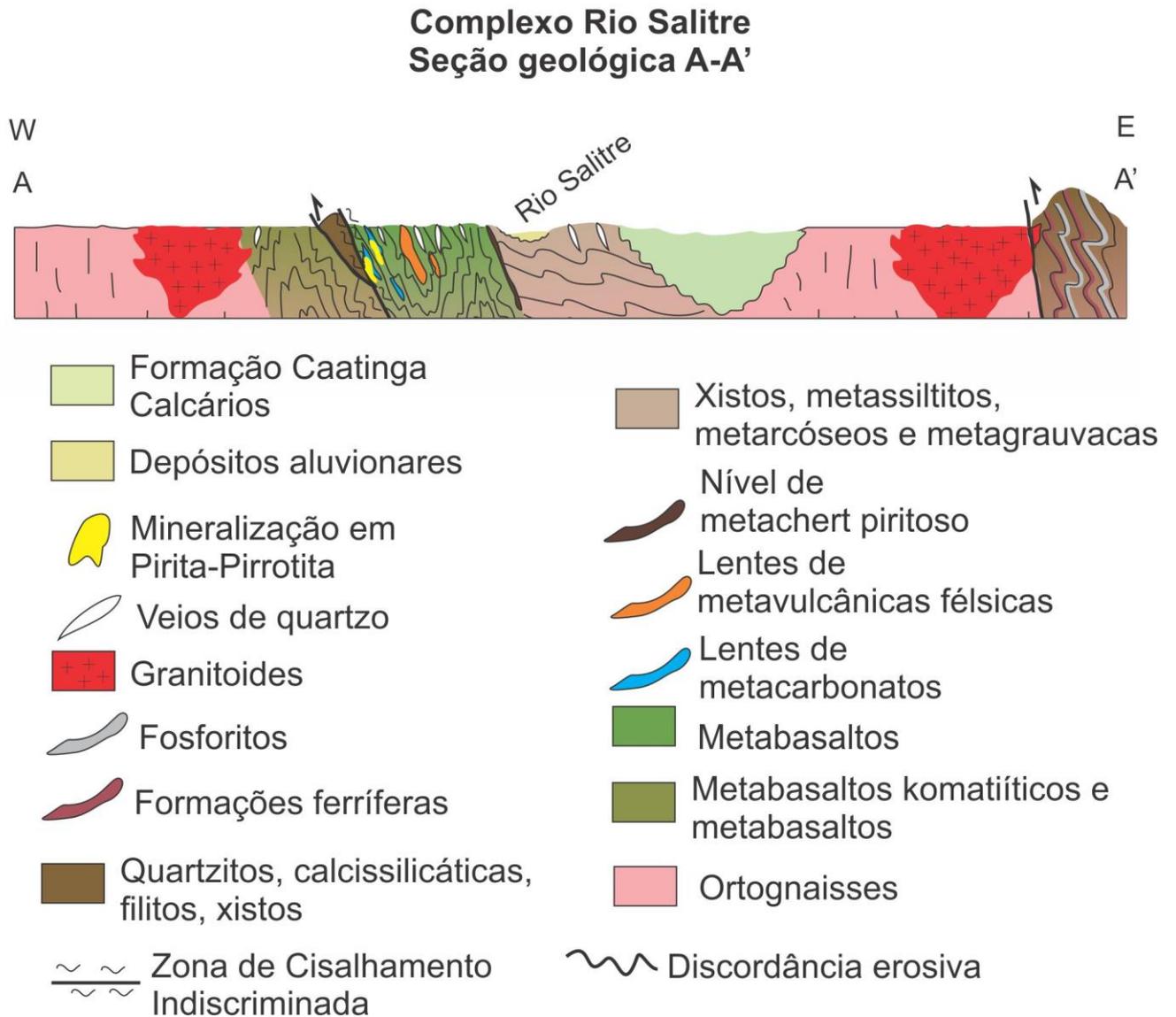
A unidade subunidade inferior faz contato com os ortognaisses do Complexo Sobradinho-Remanso e os Granitoides da suíte Lagoa do Alegre e é composta por metavulcânicas máficas e ultramáficas (metabasaltos e metabasaltos komatiíticos), que incluem anfibolitos (com clorita e hornblenda), tremolitito, e tremolita-actinolita xistos. Estes litotipos apresentam cor verde acinzentada e são compostos, em sua maioria por plagioclásio, tremolita e epídoto. A presença de intercalações de metavulcânicas félsicas e metacarbonatos permite a delimitação da segunda subunidade do Baixo Vale do Rio Salitre. Por vezes com texturas vulcânicas (como amígdalas) ainda preservadas, predominam metabasaltos intensamente fraturados (Fotografia 13a), por vezes cisalhados e xistificados.

Figura 27: Mapa Geológico do Vale do Rio Salitre.



Fonte: autor. Reinterpretado a partir de dados de campo, aerogeofísicos e dos mapas de Souza & Teixeira (1981), Projeto Médio São Francisco (LOUREIRO et al., no prelo), Projeto Rio Salitre-CBPM (SOUZA et al., 2015) e Oliveira (2016).

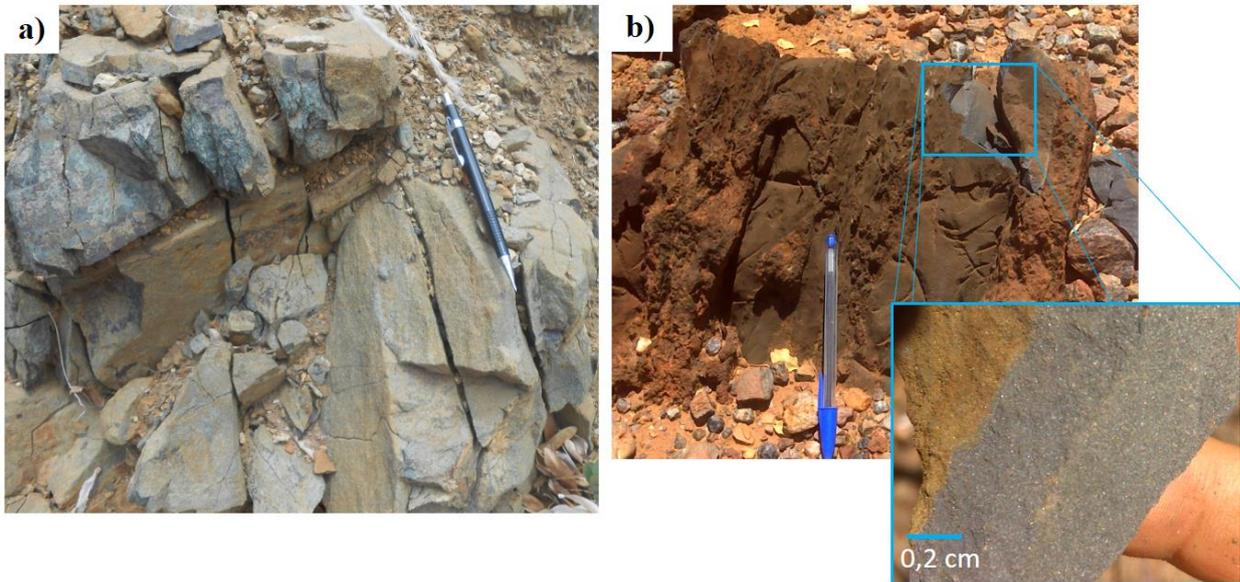
Figura 28: Seção geológica regional (A-A') na Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre.



Fonte: autor.

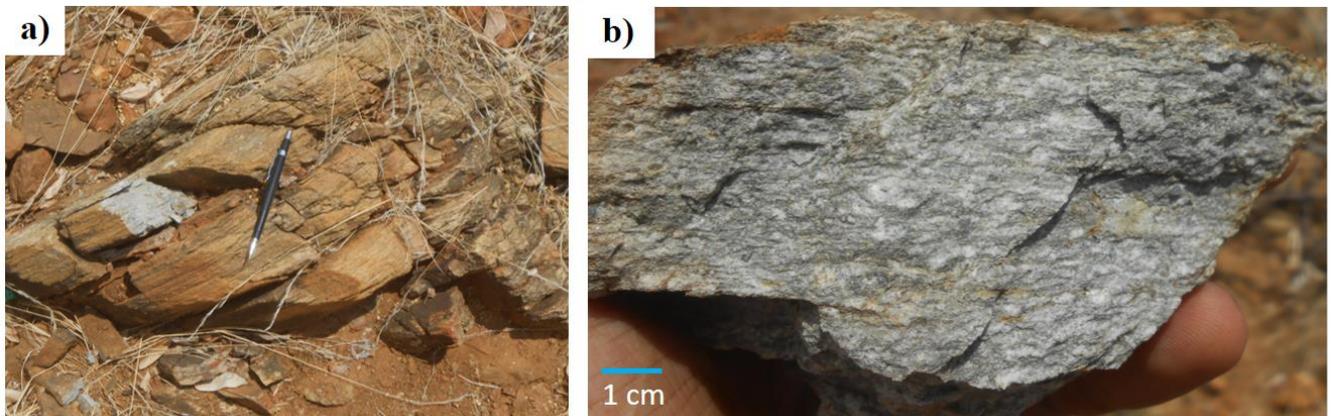
Associados aos metabasaltos, foram mapeados metacarbonatos brancos, além de dolomitos finos escuros com locais disseminações de sulfetos (Fotografia 13b). As metavulcânicas félsicas são observadas como lentes hectométricas a subquilométricas nas metavulcânicas máficas, apresentam-se foliadas e, por vezes preservam pórfiros de quartzo e feldspato (Fotografia 14). Na seção III.2.4.3 é apresentada datação inédita para estes litotipos. Ainda na Unidade Baixo Vale do Rio Salitre, ocorrem metachert, filitos, xistos e metassiltitos. Os quartzitos, associados a fosforitos (estudados por OLIVEIRA, 2016), calcissilicáticas e formações ferríferas, foram incluídos na Unidade Sobradinho.

Fotografia 13 Litotipos do Complexo Rio Salitre: a) afloramento de metabasalto na margem da BA-210; b) mármore dolomítico com pirita e calcopirita disseminadas no alvo 2, da CBPM.



Fonte: autor.

Fotografia 14: Metarriolito do Complexo Rio Salitre: a) afloramento na margem da BA-210; b) detalhe metarriolito, exibindo foliação marcada pela biotita e blastopórfiros de quartzo. Amostra coletada para datação.

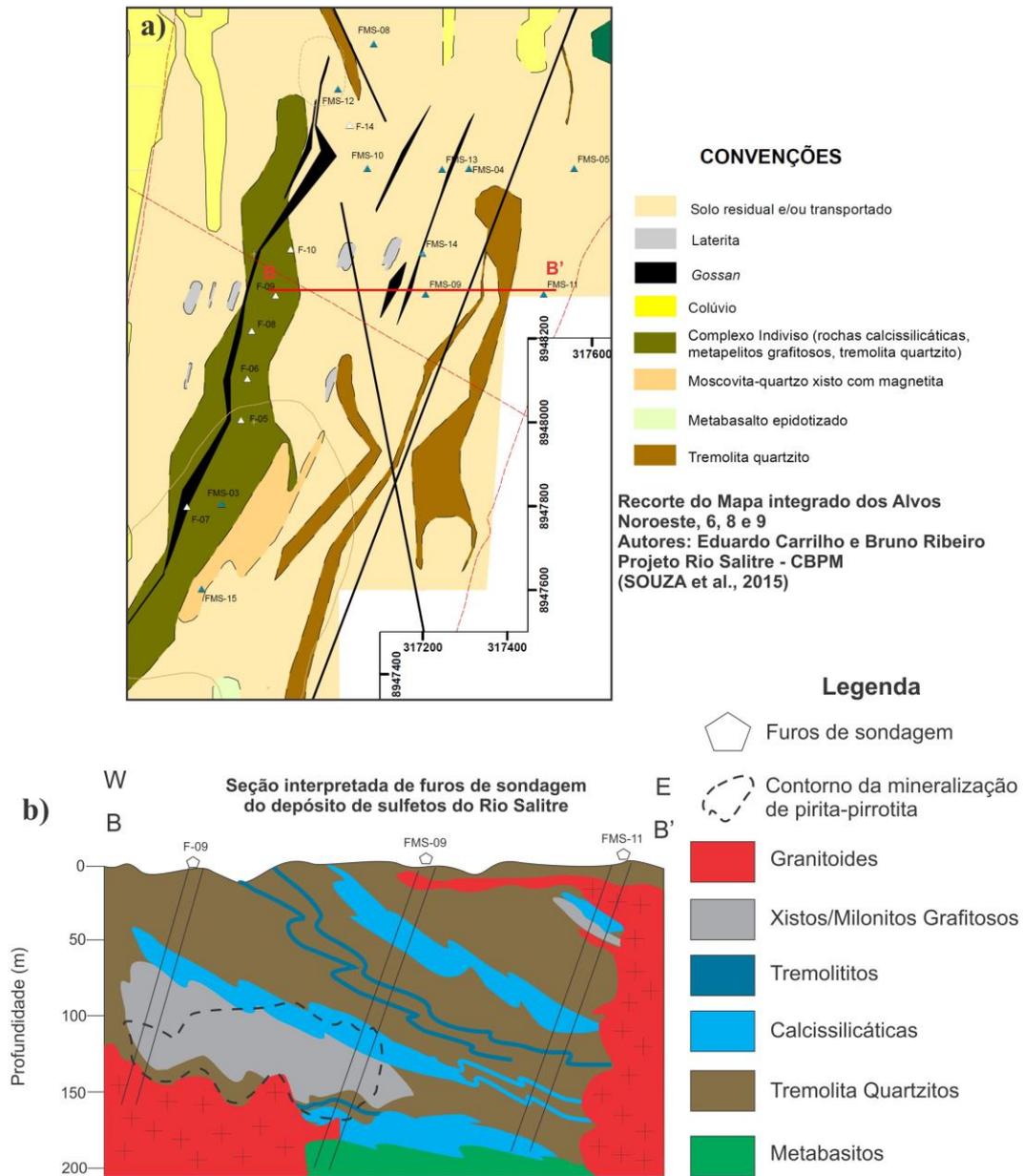


Fonte: autor.

Análises em campo associados à reinterpretação de testemunhos de sondagem evidenciam que as mineralizações sulfetadas estão hospedadas por rochas metassedimentares (calcissilicáticas, metacarbonatos, xistos grafitosos) associadas a metabasaltos truncadas por granitoides (Figura 29). Mesmo em campo, exibem a presença de anfibólios (tremolita e actinolita) como indistinta evidência da ação dos processos metassomáticos (Fotografia 15a). A presença de brechas graníticas com matriz de tremolita-actinolita e veios de quartzo de escala métrica é, da mesma forma, característica na área das mineralizações (Fotografia 15b).

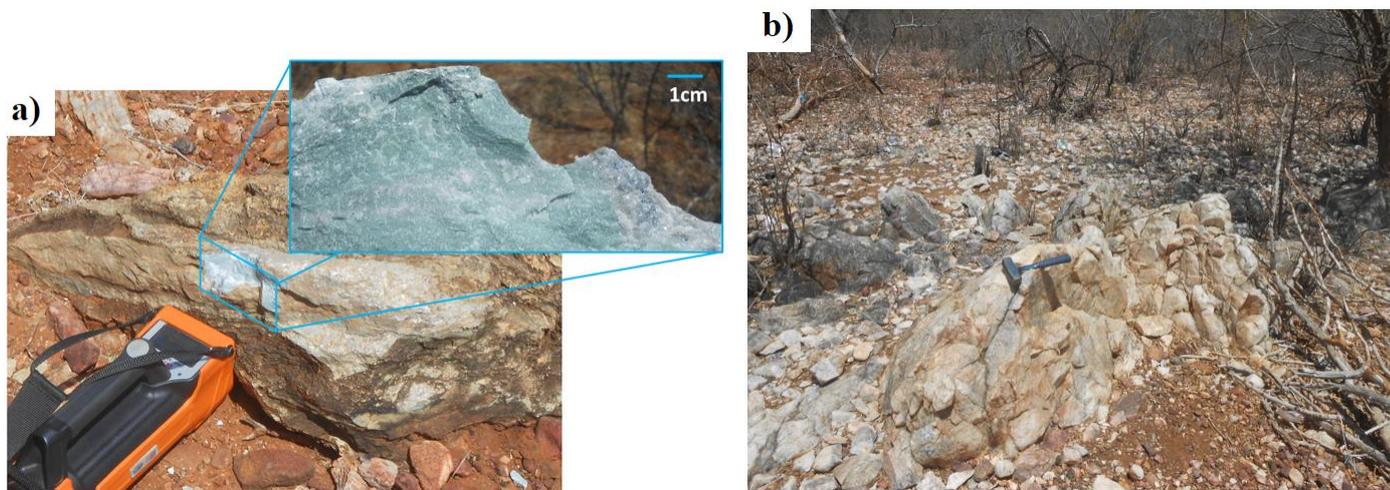
Igualmente, nota-se a relação da tremolitização com concentrações de pirita e pirrotita em calcissilicáticas nos furos de sondagem (Fotografia 16).

Figura 29: Geologia do depósito de pirita-pirrotita do Rio Salitre. a) Recorte do Mapa Integrado dos Alvos Noroeste, 6, 8 e 9 do depósito de sulfetos do Rio Salitre (SOUZA et al., 2015). b) Seção interpretada de furos de sondagem do depósito de pirita e pirrotita.



Fonte: autor. Mapa geológico e testemunhos de sondagem de Souza et al. (2015), sondagem de Brito et al. (1985).

Fotografia 15: Feições de alteração no Complexo Rio Salitre. a) tremolita mármore silicificado, no alvo norte da CBPM; b) veio de quartzo de escala métrica.



Fonte: autor.

Fotografia 16: Aspectos macroscópicos da mineralização de pirita-pirrotita do Rio Salitre: a) disseminações de pirita em tremolito; b) calcissilicática com pirita e pirrotita disseminadas.



Fonte: Arouca (2014).

III.2.4.2 Litogeoquímica

Para a presente tese não foram analisadas, geoquimicamente, rochas do Complexo Rio Salitre. Entretanto, visando uma compreensão integrada dos problemas estudados, são trazidas, nesta seção, reinterpretações para os litotipos da SVRS centrados, principalmente nos dados de Souza et al. (2015), que são comparados às análises de Ribeiro (1998) e Arouca (2014).

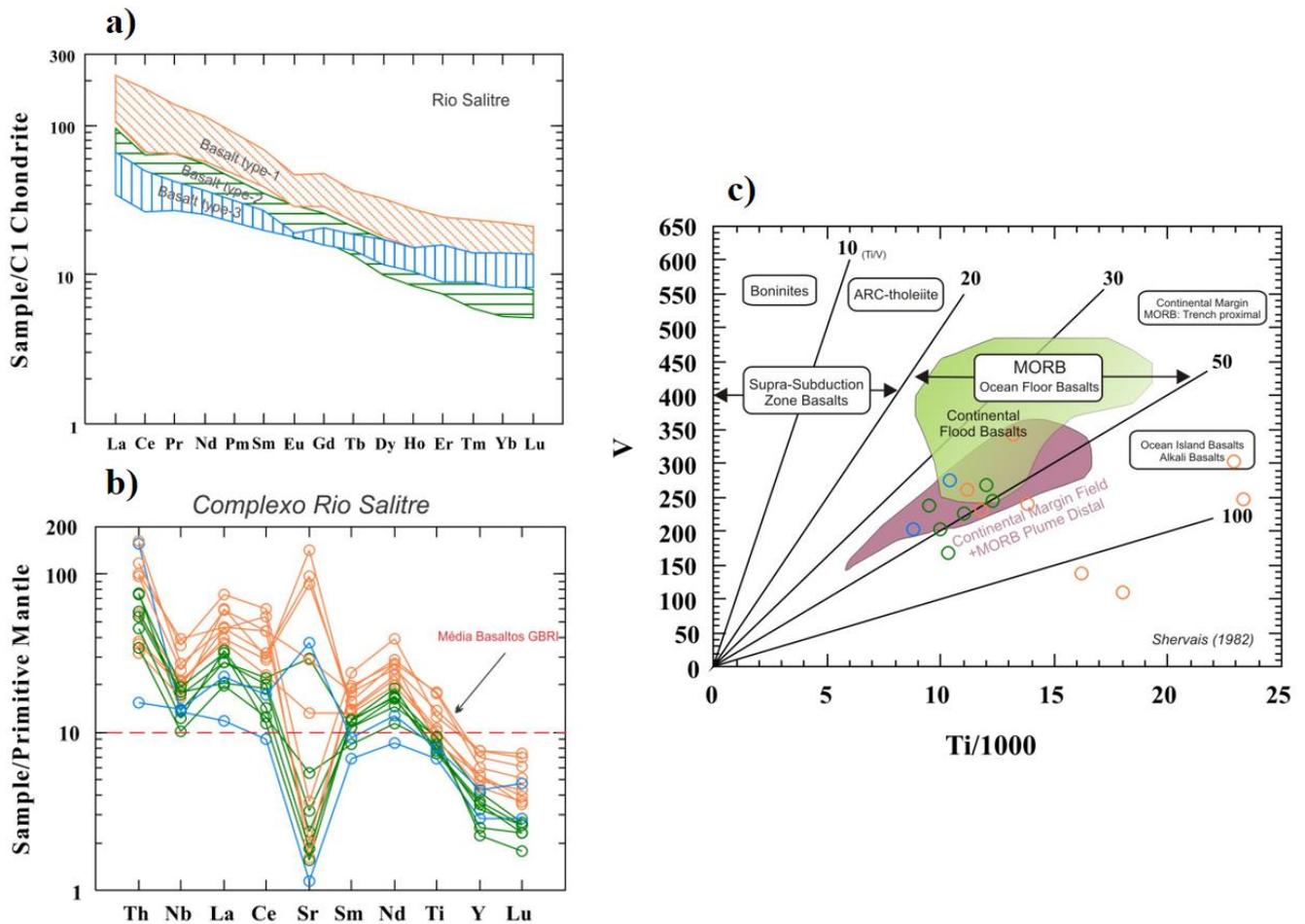
Os metabasaltos (incluindo os komatiíticos) da sequência Rio Salitre foram divididos em três grupos, de acordo com os seus padrões de elementos terras raras (Figura 30a e b). No geral, as amostras exibem um padrão fracionado, com discreta anomalia negativa de Nb e enriquecimento em ETRL e LILE (La, Th e Ce) até 200 vezes superior aos normalizadores condrítico e N-MORB, respectivamente. Os HFSE estão relativamente empobrecidos, mas ainda, ao menos, 10 vezes mais concentrados que os padrões.

Em relação a cada grupo, os basaltos do tipo 1 são os mais enriquecidos em ETRL e elementos traço, apresentam anomalia negativa de Eu, e amplas variações de Sr. Os basaltos tipo 2 possuem menores fracionamento dos ETR e de elementos traço. Duas amostras foram incluídas no tipo 3, caracterizados pelo menor enriquecimento relativo de ETRL e padrões planos de elementos traço. Apresentam amplas variações nos teores de Th, La e Sr.

No gráfico da Figura 30b está relacionada, a título de comparação, a média dos metabasaltos do GBRI, caracterizados por SILVA (1992) como pertencentes a uma paleo-crosta oceânica. Ao confrontar os dois cenários vulcanossedimentares no Cráton do São Francisco, é possível notar que as razões das metavulcânicas máficas do GBRI são planas e 10 vezes mais enriquecidas que o Manto Primitivo, em contraste com os mesmos litotipos do Rio Salitre, amplamente mais fracionados.

Segundo os campos de ambientes tectônicos propostos por González-Menéndez et al. (2012) no gráfico de classificação Ti/1000-V de Shervais (1982), os três grupos de basaltos estão associados aos campos do vulcanismo continental – Margem Continental + MORB de Pluma Distal e Basaltos de Derrame Continental (Figura 30c). No caso dos metabasaltos do grupo 1, caracterizado por magmas mais evoluídos, quatro das oito amostras, mais enriquecidas em Ti, distam das demais e plotam no campo de Basaltos de Ilha Oceânica e Basaltos Alcalinos. A comportamento distinto das amostras do grupo 1 pode ser associado às condições de fracionamento mais intensas às quais foram submetidos estes litotipos.

Figura 30: Gráficos de análises litogeoquímicas de rochas metavulcânicas máficas da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre.



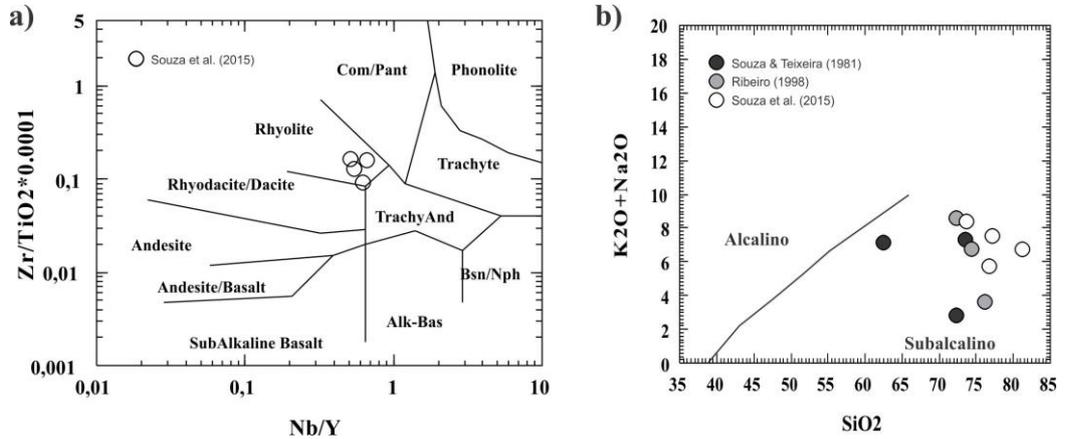
Fonte: autor, dados de Ribeiro (1998) e do Projeto Rio Salitre (SOUZA et al., 2015). Média dos basaltos do GBRI segundo Silva (1992). Gráficos modificados de Nakamura (1974; gráficos “a” e “b”), Shervais (1982; gráfico “c”), e González-Menéndez et al. (2012; campos tectônicos em “c”).

As metavulcânicas félsicas, segundo a classificação litológica de Winchester & Floyd (1977) baseada em Nb, Y, Zr e Ti, se formaram, unicamente, a partir de protólitos riolíticos (Figura 31a). Na classificação baseada em sílica e álcalis (K_2O e Na_2O), todas as amostras estão associadas ao campo de magmas sub-alcálicos (Figura 31b).

Utilizando as amostras de Souza et al. (2015), foram plotados gráficos de classificação tectônica, propostos por Pearce et al. (1984), para as metavulcânicas félsicas da sequência Rio Salitre (Figura 23). Nas quatro diferentes delimitações, baseadas em teores de

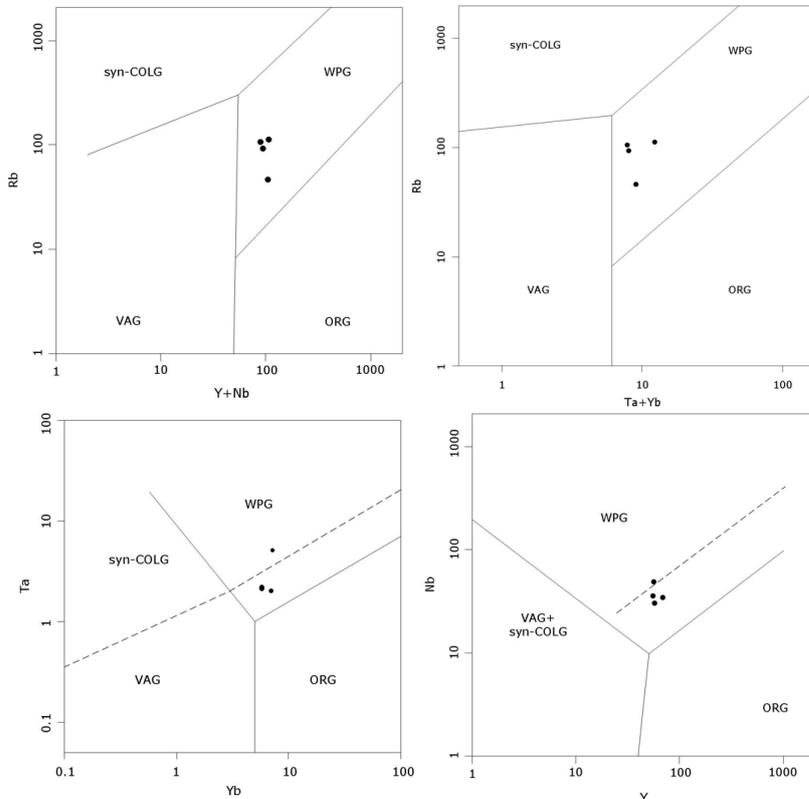
Y+Nb-Rb, Ta+Yb-Rb, Yb-Ta e Y-Nb, os metafelsitos estudados são francamente relacionáveis ao campo de magmatismo intraplaca.

Figura 31: Gráficos de classificação tectônica, segundo Winchester & Floyd (1977) para rochas metavulcânicas félsicas do Complexo Rio Salitre.



Fonte: autor, dados de Souza & Teixeira (1981), Ribeiro (1998) e do Projeto Rio Salitre (SOUZA et al., 2015). Gráficos modificados de Winchester & Floyd (1977).

Figura 32: Diagramas de discriminação tectônica baseados em elementos traço, segundo Pearce et al. (1984), para rochas metavulcânicas félsicas da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre.

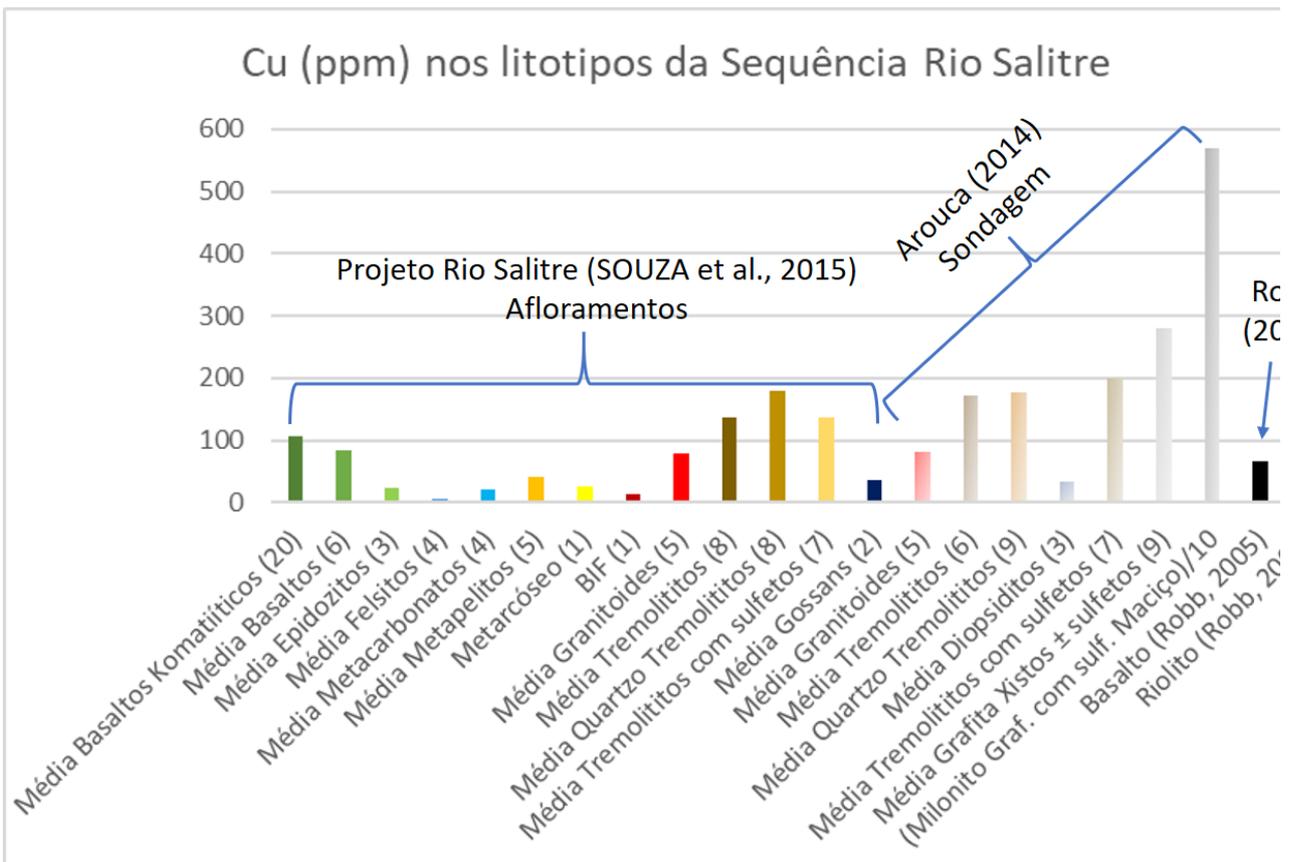


Fonte: autor. Dados do Projeto Rio Salitre (SOUZA et al., 2015). Diagramas de Pearce et al. (1984).

A variação média dos teores de Cu (em ppm) em diferentes rochas da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre estão dispostos na Figura 33 e na Tabela 2. Resultados de análises em amostras de afloramentos (SOUZA et al., 2015) e de testemunhos de sondagem (AROUCA, 2014) estão comparados aos teores médios do metal em basaltos e riolitos, segundo Robb (2005).

Nota-se que os metabasaltos komatiícos e os metabasaltos apresentam-se valores discretamente mais elevados que aqueles apresentados por Robb (2005, 65 ppm), com em média 105,65 e 84,33 ppm de Cu, respectivamente. Quando intensamente alteradas a epidoto, as metavulcânicas máficas tem seus teores de Cu reduzidos a uma média de 23,67 ppm. As amostras de metavulcânicas félsicas apresentam o metal concentrado (5 ppm) em ampla compatibilidade com a média relacionada por Robb (2005; 6 ppm). As rochas metassedimentares analisadas por Souza et al. (2015) apresentam os teores de Cu (em ppm) na ordem de: 20,25 (metacarbonatos), 40,2 (metapelitos), 25 (metarcóseo) e 12 (BIF).

Figura 33: Distribuição de cobre (em ppm) nos litotipos do Sequência Rio Salitre. Teores médios em basaltos e riolitos, segundo Robb (2005), estão plotados como referência.



Fonte: autor. Dados de Souza et al. (2015), Arouca (2014) e Robb (2005)

Resultados analíticos em amostras de gossan não indicam potencial para mineralizações de cobre (35 ppm). Notam-se valores mais elevados que média dos basaltos de Robb (2005) nos granitoides em afloramentos (78 ppm) e sondagens (82 ppm). Tremolititos e suas variações faciológicas (com mais ou menos quartzo e sulfetos) contém entre 135,43 e 198,86 ppm, enquanto diopsiditos apresentam em média 33,33 ppm de Cu. Destacam-se os resultados em furos de sondagem para grafita xistos (279 ppm) e em uma amostra de milonito grafitoso com sulfeto maciço, com 5694 ppm do metal.

Tabela 2: Médias dos teores de Cu, em ppm, nos litotipos da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre. Da mesma forma, estão apresentados teores médios de basaltos e riolitos, segundo Robb (2005). n = número de análises.

Teor de Cu (ppm) nos litotipos da Sequência Rio Salitre							
Litotipo	Média	n	Referência	Litotipo	Média	n	Referência
Basaltos Komatiíticos	105,65	20	Souza et al. (2015)	Tremolititos com sulfetos	135,4286	7	Souza et al. (2015)
Basaltos	84,33333	6	Souza et al. (2015)	Gossans	35	2	Souza et al. (2015)
Epidozitos	23,66667	3	Souza et al. (2015)	Granitoides	82	5	Arouca (2014)
Felsitos	5	4	Souza et al. (2015)	Tremolititos	171,67	6	Arouca (2014)
Metacarbonatos	20,25	4	Souza et al. (2015)	Quartzo Tremolititos	177,56	9	Arouca (2014)
Metapelitos	40,2	5	Souza et al. (2015)	Diopsiditos	33,33	3	Arouca (2014)
Metarcóseo	25	1	Souza et al. (2015)	Tremolititos com sulfetos	198,86	7	Arouca (2014)
BIF	12	1	Souza et al. (2015)	Grafita Xistos ± sulfetos	279	9	Arouca (2014)
Granitoides	78	5	Souza et al. (2015)	Milonito Graf. com sulf. maciço	5694	1	Arouca (2014)
Tremolititos	136,5	8	Souza et al. (2015)	Basalto	65		Robb (2005)
Quartzo Tremolititos	179,375	8	Souza et al. (2015)	Riolito	6		Robb (2005)

Fonte: autor. Dados de Souza et al. (2015), Arouca (2014) e Robb (2005)

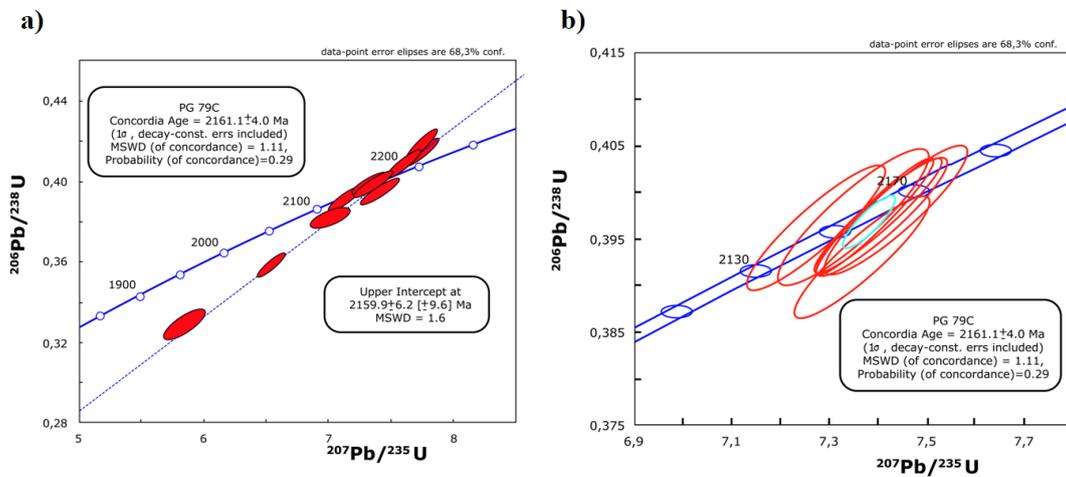
III.2.4.3 Geocronologia

Análises geocronológicas, inéditas para o Rio Salitre, obtidas no presente estudo pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, apontam idades paleoproterozoicas para as metavulcânicas félsicas da SVRS (amostra PG-79-C). Foram datados metarriolitos aflorantes na BA-210, na seção de tipo Ribeiro (1998), também representados na seção da Figura 28. Foi obtida a idade de concórdia de 2161 ± 4 Ma, com MSWD de 1,1, com dois zircões exibindo perda de Pb em direção ao Neoproterozoico, associado ao evento brasileiro (Figura 34).

O Apêndice C traz tabelas com os resultados U-Pb e Lu-Hf para as amostras do presente capítulo, incluindo a metavulcânicas félsicas do Rio Salitre. Os zircões da amostra PG-79-C apresentam baixos teores de ^{206}Pb comum, variando entre 0 e 0,91%, com razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ entre 0,42 e 0,97. Os zircões apresentam estreita variação na idade calculada com base na razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (corrigida para ^{204}Pb): entre 2095 e 2177 Ma. Os dados isotópicos de

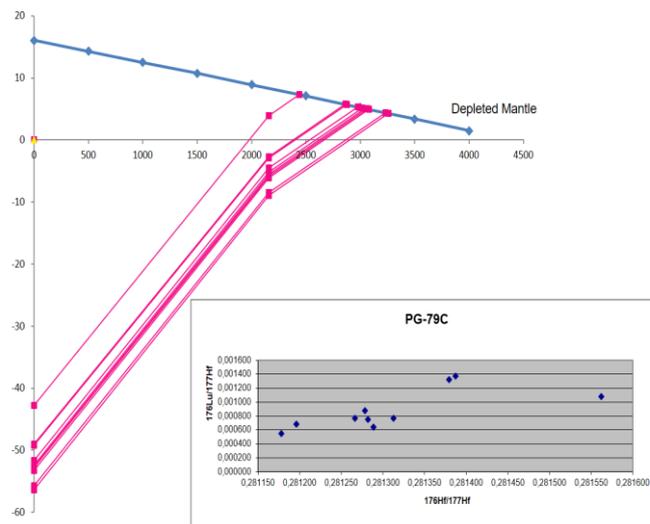
Lu e Hf obtidos nos mesmos zircões indicam fontes arqueanas, com ampla variação das idades T_{DM} , entre 2,440 e 3,258 Ga (Figura 35). A razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ destes zircões está compreendida no intervalo entre 0,281178 e 0,281562, enquanto os resultados do quociente $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ estão balizados entre 0,000544 e 0,001321. Os valores $\epsilon_{\text{Hf}}(T_1)$, em relação à idade obtida pelo método U-Pb SHRIMP, variam entre -8,90 e +3,96. O cálculo relativo ao manto empobrecido, $\epsilon_{\text{Hf}}(T_{DM})$, resulta apenas em valores positivos – de +4,30 a +7,32.

Figura 34: Diagramas de isócronas obtidas por análises U-Pb SHRIMP em zircões da amostra PG-79-C, de metarriolito do Complexo Rio Salitre. a) diagrama com todos os pontos; b) diagrama sem os pontos com alto Pb.



Fonte: autor.

Figura 35: Gráfico com idades TDM e razões isotópicas Lu-Hf da amostra PG-79-C, de metarriolito do Complexo Rio Salitre.



Fonte: autor.

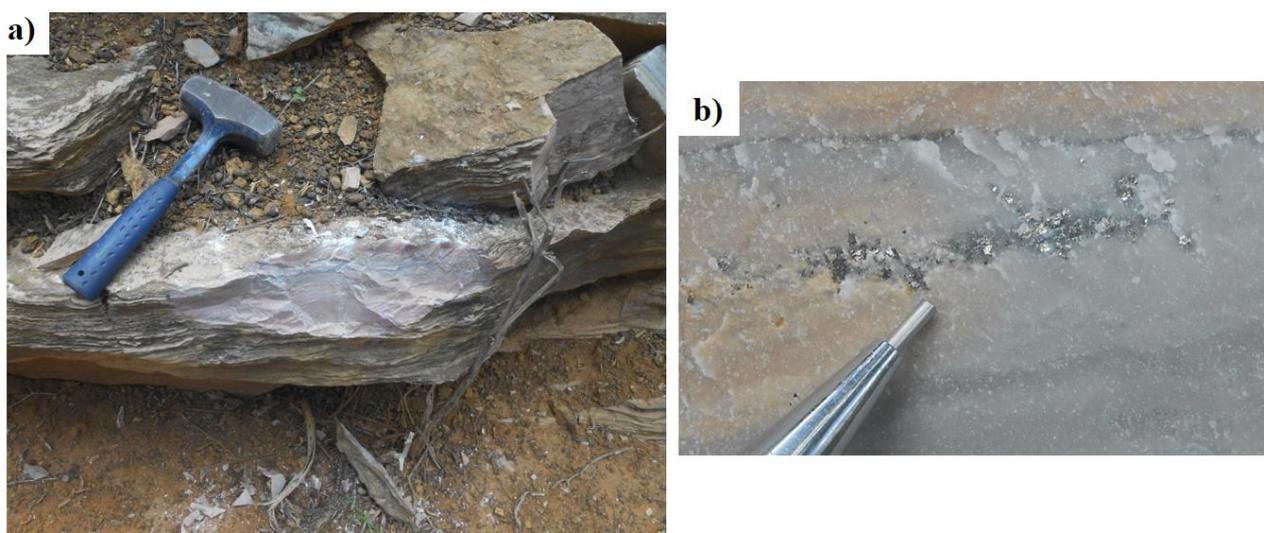
III.2.5 Ocorrências de sulfetos na Faixa Sergipana

São documentadas ocorrências de cobre na sequência pelítico carbonática da Unidade Olhos D'água que aflora nos dois flancos da Bacia do Tucano. Na borda oeste da bacia, a oeste da cidade de Canudos são documentadas 6 ocorrências de calcopirita em filitos calcíferos, xistos e diques de diabásio. A sul destas, na Serra do Jirau foram encontradas duas ocorrências de sulfetos de cobre em metacalcários (MISI & TEIXEIRA, 2008).

Na borda leste da bacia, em uma latitude mais a sul que as ocorrências de Canudos, consta o depósito de Paripiranga, a oeste do município homônimo. Nesta região os estratos apresentam uma deformação menor do que a observada mais a norte, e os sulfetos de cobre ocorrem associados a calcários, aflorantes na Fazenda Salgado (MISI & TEIXEIRA, 2008).

No presente estudo foram buscadas as ocorrências documentadas na borda oeste da Bacia do Tucano, associado à sedimentação carbonático-pelítica neoproterozoica da Faixa Sergipana, entre os municípios de Canudos e Curaçá. Ocorrências de minerais de cobre associadas aos filitos que afloram no Parque Estadual de Canudos encontram-se, atualmente, nas dependências da barragem que encobre o povoado histórico. Foram documentos, apenas, concentrações de pirita estratigráfica níveis pelíticos intercalados com dolomitos rosas (Fotografia 17), próximas ao povoado de Patamuté – zona rural do município de Curaçá.

Fotografia 17: Ocorrência de pirita disseminada na região de Patamuté: a) afloramento de mármore rítmico rosado; b) detalhe de pirita disseminada em nível pelítico.



Fonte: autor.

III.3 CONCLUSÕES PARCIAIS

A integração entre os novos dados geológicos, litogeoquímicos, geocronológicos e resultados de estudos desenvolvidos por outros pesquisadores fornece subsídio para que as regiões estudadas sejam hierarquizadas de acordo com o seu potencial para mineralizações cupríferas. Da mesma forma, trazem informações essenciais para o avanço da compreensão sobre a história tectônica da região nordeste do Cráton do São Francisco.

III.3.1 Implicações para a evolução tectônica da Serra de Jacobina

Novos dados geocronológicos para o Granito de Campo Formoso, corroboram a sua idade Orosiriana (aprox. 2.07 Ga) com zircões oriundos de reciclagem de uma única fonte, associada a uma crosta arqueana. Anomalias negativas de Nb nos metabasaltos são sugestivas de ambiente colisional e de Zr e Ti indicam fracionamento de zircão e ilmenita na fonte. Anomalias negativas de Nb presentes, da mesma forma, nos granitos indicam ambiente colisional e de Ba, associadas com positivas de U e Th, são sugestivas de avançado estágio de fracionamento dos K-feldspatos.

A integração entre os dados U-Pb e Lu-Hf de amostra do Granito de Campo Formoso evidencia a processo de fusão crustal a qual foi submetida a fonte do magma, sugerindo a fusão paleoproterozoica de um reservatório arqueano, relativamente homogêneo. As idades U-Pb são condizentes com aqueles obtidas por Zincone (2016) para o sistema plutônico-vulcânico da Sequência Contendas Mirante no Bloco Gavião. A geoquímica dos basaltos, típica de ambiente colisional, é correlacionável ao ambiente de retroarco neoarqueano proposto por Barbuena (2017). A idade de 2,07 Ga é, ainda correlata com o pico do metamorfismo granulítico no Vale do Curaçá (SILVA et al., 2002; GARCIA, 2013).

III.3.2 Evolução tectônica-metalogenética da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre

Os contrastes geoquímicos entre as metavulcânicas máficas da porção norte da Serra de Jacobina e as da SVRS evidenciam ambientes geotectônicos amplamente distintos para as sequências vulcanossedimentares instaladas no norte do Bloco Gavião. Os metabasaltos da sequência Rio Salitre, mais enriquecidos em elementos traço, apresentam padrões mais fracionados. Enquanto é sugestivo um ambiente de retroarco neoarqueano para a formação dos

litotipos do Complexo Itapicuru (integrante do GBMN – Serra de Jacobina), os dados litogeoquímicos e geocronológicos evidenciam um ambiente de formação em um rift intracontinental riaciano para a sequência Rio Salitre. Da mesma forma, os litotipos da SVCM, apresentam idades paleoarqueanas, relacionadas ao ambiente de rifte no Bloco Gavião.

A não certeza da existência sumária de crosta oceânica na região do Rio Salitre predispõe o uso do termo “Sequência Vulcanossedimentar”, em detrimento de “Greenstone Belt”. A anomalia de Nb negativa observada nas metavulcânicas máficas pode ser considerada como “falsa”, devido ao aumento relativo nas razões de Th e La. Os metabasaltos, mesmo komatiíticos, não certificam a existência de crosta oceânica na região. Além disso, ao comparar com basaltos de ambiente Greenstone Belt em back-arc cronocorrelatos, do GBRI (SILVA, 1992) é evidente o maior fracionamento (até 20 vezes maior) dos padrões das metamáficas da SVRS. Amplas variações nos teores de Sr, La e Th refletem a maior presença de minerais metaessomáticos (epídoto e carbonatos) nas amostras de metabasaltos.

A possibilidade da existência de um arco magmático é reduzida, ainda, pela ausência de rochas metavulcânicas intermediárias, visto que as metavulcânicas félsicas constituem membros mais evoluídos (basicamente riolitos). Na classificação geotectônica proposta por Pearce et al. (1982), as metavulcânicas félsicas são associadas ao ambiente tectônico de vulcanismo intraplaca, corroborando a possibilidade de um ambiente de rifte.

Os quartzitos e calcissilicáticas que ocorrem à oeste da Serra de Campo dos Cavalos, diferentemente das interpretações dos demais pesquisadores, foram associados a sedimentos marinhos da Unidade Sobradinho. Considera-se que a sedimentação desta unidade superior se deu em momento de alta do nível do mar, tendo sido depositada e preservada em sua plena espessura na porção leste, e sobrepondo parte da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre, permaneceu preservada apenas nos baixos estruturais no domínio oeste da sequência.

A idade U-Pb é correlata a isócronas obtidas pelo mesmo método em litotipos similares nos greenstone belts do Rio Capim, 2148 ± 16 Ma (OLIVEIRA et al., 2004a), do Rio Itapicuru, $2,081 \pm 9$ Ma (OLIVEIRA et al., 2010), considerados formados em bacias de retroarcos de ilha que foram anexados às margens dos blocos Uauá e Serrinha, respectivamente, ao final do paleoproterozoico. Isócrona Sm-Nd em rocha total em amostras BIF da Unidade Sobradinho, apontam idades em torno de 2021 ± 97 Ma (OLIVEIRA, 2016). Apesar do erro alto, estes resultados são correlacionáveis com os obtidos no riolito da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre.

Também pelo método U-Pb SHRIMP em zircão a idade 2106 ± 5 Ma, com MSWD de 0,06 obtida em andesitos da Unidade Boqueirão da Onça do vizinho Complexo Barreiro

(LOUREIRO et al., 2014), reforça o fato de que as sequências vulcanossedimentares da porção nordeste do Cráton do São Francisco são, predominantemente riacianas, e não arqueanas, sendo a do Rio Salitre a mais antiga delas (ca. 2.16 Ga), possuindo uma idade cerca de 55 Ma de anos mais velha que o Greenstone Belt Barreiro-Colomi (ca., 2.11 Ga). A regressão dos dados geocronológicos de Loureiro et al. (2014) ainda indicou interceptos superior e inferior de 2054 ± 46 Ma e 566 ± 170 Ma, evidências da deformação e granitogênese orosiriana, como já apontado por Ribeiro (1998), e do ciclo brasileiro, fato em comum com alguns zircões datados do Rio Salitre no presente trabalho, resultado da posição mais interna no Cráton do São Francisco, desta última sequência.

Em sumário: os dados geocronológicos inéditos para o Rio Salitre, apontam para uma idade riaciana (aprox. 2.16 Ga) do complexo, correlata ao GBRI e ao GB do Rio Capim. Uma revisão dos dados litogeoquímicos indica afinidade crustal do vulcanismo máfico, e de vulcanismo intraplaca para os metafelsitos, sugerindo um ambiente de rift intracontinental instalado na porção norte do Bloco Gavião, ao final do Riáciano. A colisão com uma sequência Greenstone Belt riaciana (Complexo Barreiro) à oeste e com os Granitos da Serra de Jacobina à leste, teria sido responsável por deformar, por tectônica reflexa a sequência Rio Salitre, entre 2,11 e 2,07 Ga.

Os processos genéticos responsáveis pela mineralização de pirita-pirrotita foram interpretados, baseado em dados litogeoquímicos e de $\delta^{34}\text{S}$, como um VHMS por Ribeiro (1998), e com um depósito sedimentar exalativo com contribuição vulcânica por Arouca (2014), segundo detalhamento petrográfico e geoquímico nas zonas mineralizadas.

A alteração hidrotermal é um importante guia nos depósitos do Rio Salitre. A presença de grafita, reportada por Arouca (2014) em zonas de milonitização, por exemplo, é comum em depósitos auríferos paleoproterozoicos, como Obuasi (Ashanti) Goldfield, em Gana (OBERTHÜR et al., 1996), West Wits Line, um dos depósitos de Witwatersrand (ENGELBRECHT et al., 1986) e ferríferos, como Krivoi Rog na Ucrânia (LAZNICKA, 2010), nestes casos estes níveis são associados a alteração hidrotermal por fluidos redutores em zonas de falha que atravessam metassedimentos e metavulcânicas.

É possível observar em afloramentos de tremolita quartzitos, que por vezes chegam a ter um terço de carbonatos em sua composição, possivelmente correspondendo a diferentes níveis de alteração de protólitos metassedimentares da sequência, que podem hospedar diferentes associações de sulfetos metalíferos a depender da interação fluido-rocha. Da mesma forma, são observados veios de quartzo de escala métrica e brechas graníticas com matriz composta por tremolita-actinolita, também produtos da atuação de fluidos hidrotermais.

A importância dos granitos, já observada por Arouca (2014) pode sugerir uma interação do tipo skarn entre os hospedeiros das mineralizações, metassedimentos e os granitoides intrusivos, que resultou na formação de tremolita-actinolita nos níveis sulfetados, juntamente com quartzo, produto comum de silicificação em zonas de Pb-Zn e Zn-Mn *exoskarn* ou de skarn retrógrado (EINAUDI, 1982; MEINERT, 1993). Depósitos de pirita hospedados por calcissilicáticas cambrianas no cinturão Íbero-piritoso (entre Espanha e Portugal), exibem paragêneses similares às descritas no Rio Salitre (SCHERMERHORN, 1981). Desta forma, com base nas evidências de alteração hidrotermal observadas em campo, a associação das mineralizações de pirita-pirrotita com rochas sedimentares e a importância dos granitos, é aqui sugerida para a jazida do Rio Salitre, uma gênese similar à observada em depósitos do tipo skarn.

III.3.3 Potencial das diferentes áreas para mineralizações de cobre

Com base no reconhecimento de campo, é possível estabelecer o potencial de algumas das áreas estudadas. O depósito do Rio Capim, apresenta o potencial mais alto para mineralizações cupríferas, já que apresenta, além de malaquita, rochas máficas alteradas hidrotermalmente. Muitas das feições de alteração observadas neste depósito remetem, visualmente, às estudadas nos depósitos cupríferos do Vale do Curaçá por Garcia (2013).

As regiões da Serra de Jacobina e do Bloco Serrinha, onde observam-se disseminações de calcopirita, apresentam potencial médio para mineralizações de cobre, sendo o segundo com potencial mais alto. Nota-se uma discreta elevação dos teores de Cu (assim como elementos LILE) nos metabasaltos da Serra de Jacobina, quando cloritizados. Portanto, sugere-se um potencial para mineralizações do tipo VHMS na região norte da Serra de Jacobina (entre Senhor do Bonfim e Jaguarari), visto halos de clorita são importantes guias prospectivos neste ambiente metalogenético. As rochas do embasamento do Bloco Serrinha são consideradas mais promissoras que os litotipos da Serra de Jacobina, devido ao fato de que são observados halos de alteração importantes em rochas máficas e ultramáficas, além da ocorrência de calcopirita associadas a granitoides e pegmatitos.

Embora os granitos que truncam a sequência Rio Salitre exibam teores anômalos de cobre, assim como as rochas metavulcânicas máficas, o potencial para cobre na SVRS é considerado baixo. Considerando que o processo de skarnitização se deu sobre rochas carbonáticas e calcissilicáticas, mineralizações de Pb-Zn estão mais propensas a ocorrer. A

associação com xistos e milonitos grafitosos pode, igualmente, ser um importante indicador de mineralizações auríferas.

Dentre as áreas estudadas, a Faixa Sergipana, é aquela com potencial mais baixo para Cu, pois não foram observadas ocorrências de minerais deste metal (apenas pirita). A ocorrência de pirita estratigráfica associadas a sedimentos pelíticos é amplamente associada a momentos de intercalação na sedimentação carbonática com um ambiente relativamente redutor. Estes processos de precipitação bioquímica, são observados em outras bacias carbonáticas pré-cambrianas do Cráton do São Francisco (MISI et al., 2007), nas quais não são cartografadas de minerais de cobre. Da mesma forma, além de não apresentarem evidências de um modelo metalogenético que aponte para a existência de novas mineralizações de cobre. A similaridade litológica e estratigráfica destes litotipos os carbonatos da Bacia de Irecê sugerem um ambiente metalogenético favorável para mineralizações de fosfato, Pb-Zn e barita.

CAPÍTULO IV

O ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO VALE DO CURAÇÁ

Na região do Vale do Curaçá, onde se encontra a mina de cobre há mais tempo em atividade no Brasil (Caraíba), está concentrada toda a produção do metal na Bahia. Localizado na porção norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC; Figura 36a), este é um dos distritos mineiros mais estudados do país, tendo sido alvo de expedições exploratórias e científicas, dissertações, teses e publicações. No presente capítulo estão compilados dados de campo, análises geocronológicas e litogeoquímicas, integrados a mapas aerogeofísicos e ao levantamento bibliográfico, visando estabelecer aspectos relevantes para a evolução tectônica do Distrito do Vale do Curaçá (DVC), no contexto do OISC e do Cráton do São Francisco (CSF).

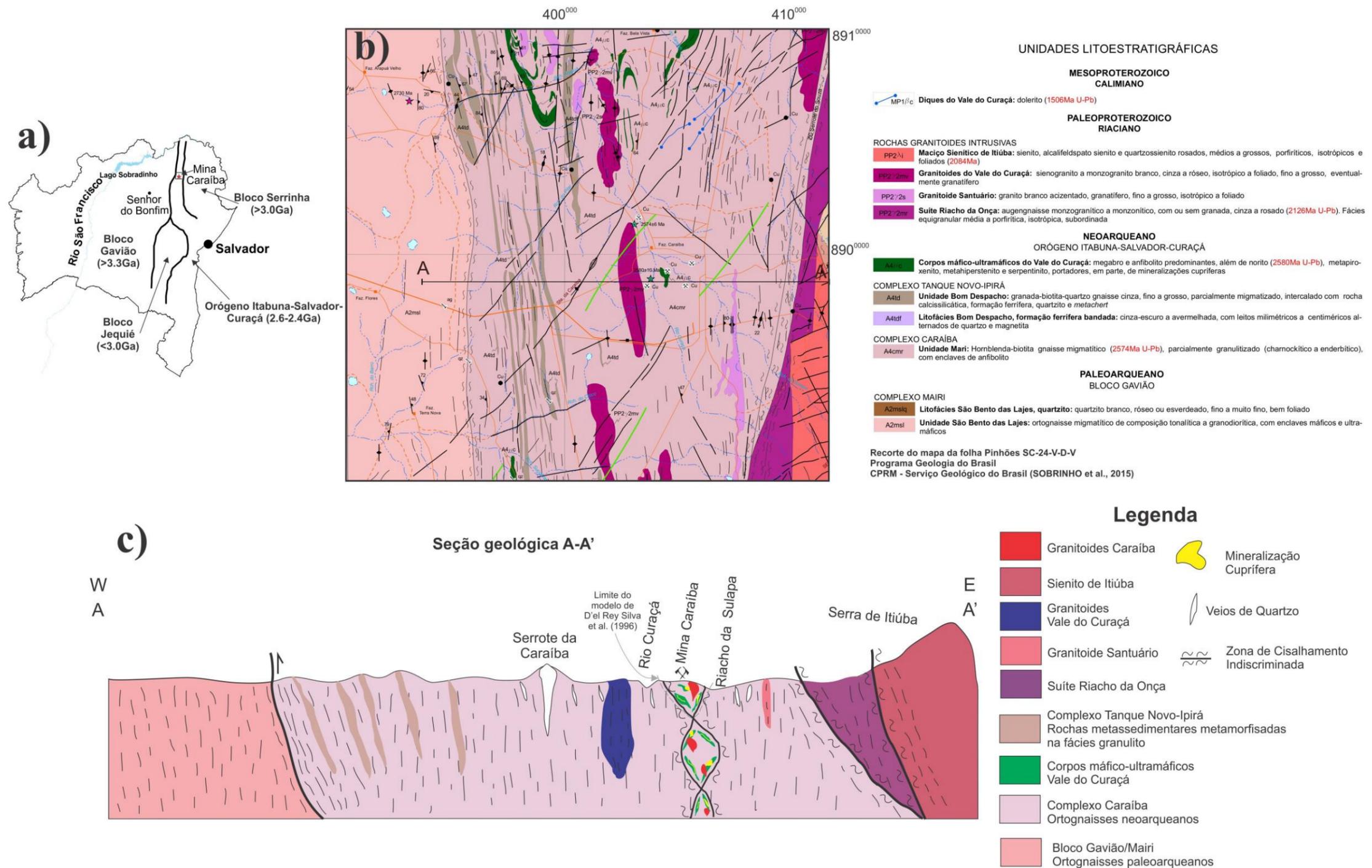
IV.1 GEOLOGIA REGIONAL

A principal unidade litoestratigráfica do OISC é o Complexo Caraíba que é composto por unidades ígneas de uma suíte bimodal metamorfizadas 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; BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996; KOSIN et al., 2003; SOBRINHO et al., 2015; Figura 36b). Foram originados a partir de dois tipos de protólitos: cálcio-alcálico juvenil de baixo K e cálcio-alcálico tanto normal, quanto de alto K, considerados produtos de reciclagem de uma crosta ígnea com maior ou menor participação de material sedimentar (TEIXEIRA, 1997).

O Complexo Tanque-Novo Ipirá representa uma sequência vulcanossedimentar metamorfizada em fácies anfíbolito 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 (KOSIN et al., 2003).

A 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 (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 rift na zona de transição continente/oceano (TEIXEIRA, 1997).

Figura 36: Contexto Geológico do Vale do Curaçá. a) Mapa de localização; b) Recorte do Mapa Geológico da Folha Pinhões (SOBRINHO et al., 2015); c) Seção geológica na latitude da Mina Caraíba.



Fonte: autor ("a" e "c"). Mapa da quadrícula "b" elaborado por Sobrinho et al. (2015).

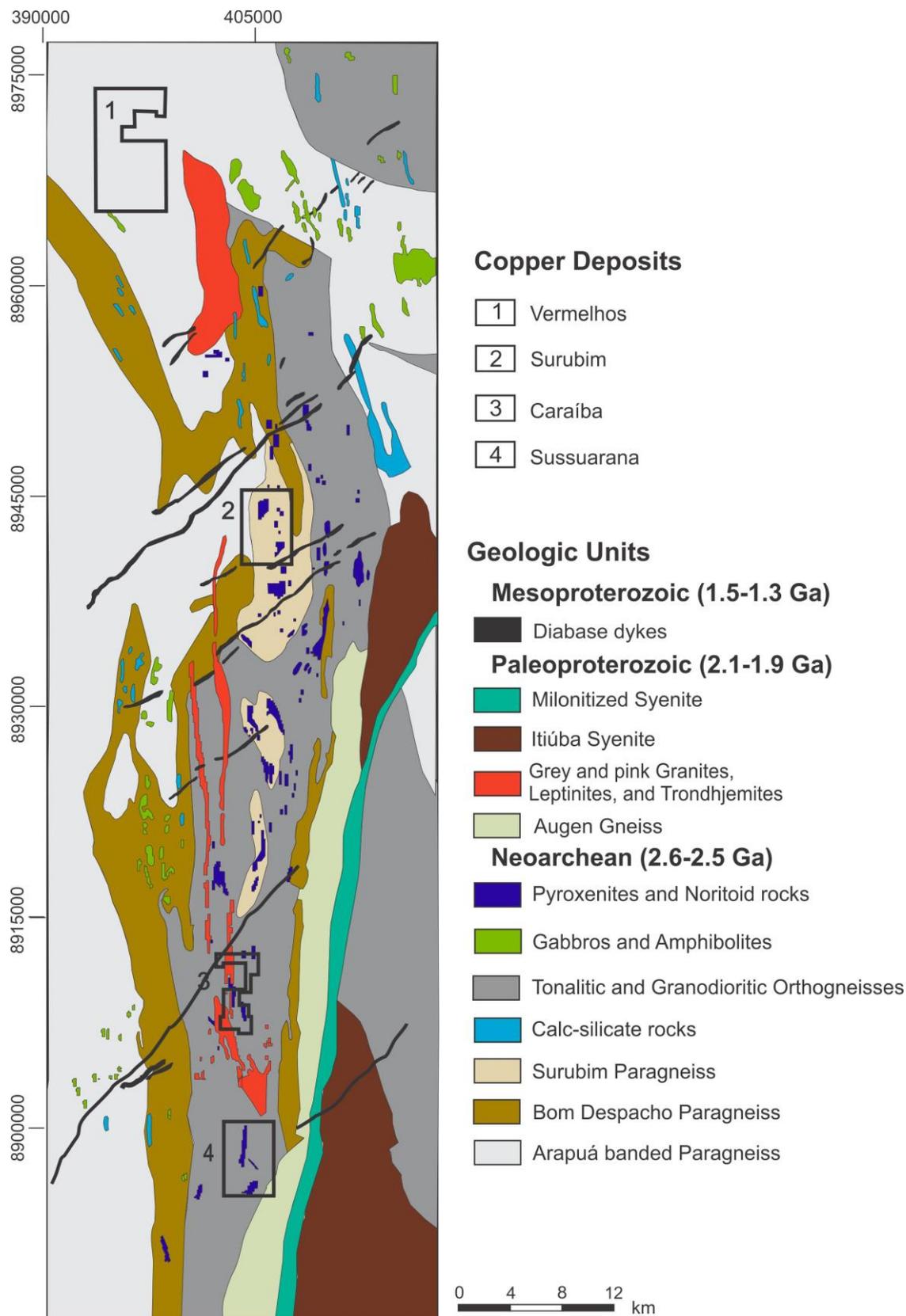
No Vale do Curaçá, são individualizados paragneisses como subunidades do Complexo Tanque Novo-Ipirá (ANGELIM, 2001a; TEIXEIRA et al., 2010a; Figura 37): (i) Gnaisses Bandados Arapuá, hornblenda-biotita gnaisses com níveis quartzo-feldspáticos e granatífero; (ii) Gnaisses Bom Despacho, gnaisses kinzigíticos, por vezes migmatíticos, grafitosos ou com granada, associados a anfibolitos, formações ferríferas e quartzitos; (iii) Gnaisses Surubim, apresentam característica abundância em granada e intercalações com calcissilicáticas.

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 km², englobando parcialmente os municípios de Juazeiro, Jaguararí e Curaçá (TEIXEIRA et al., 2010a).

Existem ainda corpos de granitoides intrusivos de composições diversas, incluindo granitos, monzonitos e sienitos de idade paleoproterozoica, exibindo grau de metamorfismo e deformação variáveis, e associados a diferentes estágios da orogênese. São corpos sin a pós-tectônicos, onde se incluem o granitoide 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).

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 leitons máficos, centimétricos em espessura, isomodais ou gradacionais, com terminações afuniladas e interdigitações, indicando estruturas de sedimentação magmática, decorrentes de retrabalhamento de cumulos precoces. Essas estruturas revelam que os processos de acumulação foram importantes durante a colocação do batólito (CONCEIÇÃO & OTERO, 1996). Sobrinho et al. (2015) individualizaram três grupos de granitoides sin-colisionais (pré-Sienito de Itiúba). A Suíte Riacho da Onça é composta por augengnaisses monzograníticos a monzoníticos, ao passo que os granitoides Santuário e Vale do Curaçá apresentam coloração esbranquiçada e características per-aluminosas.

Figura 37: Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá, mostrando a localização dos alvos Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana.



Fonte: modificado de Teixeira et al. (2010a).

IV.2 METALOGÊNESE: ESTUDOS ANTERIORES

O primeiro estudo que abordou a gênese do minério da Caraíba foi feito por Vitor Leinz, em 1948, que lhe atribuiu uma origem magmática. Anos mais tarde, entre 1951 e 1957, André Schneider estudou a evolução petrogenética do depósito e sua relação com as encaixantes, e propôs uma evolução tectônica, estabelecendo uma origem magmática com rejuvenescimento hidrotermal para as mineralizações (DELGADO et al., 1981).

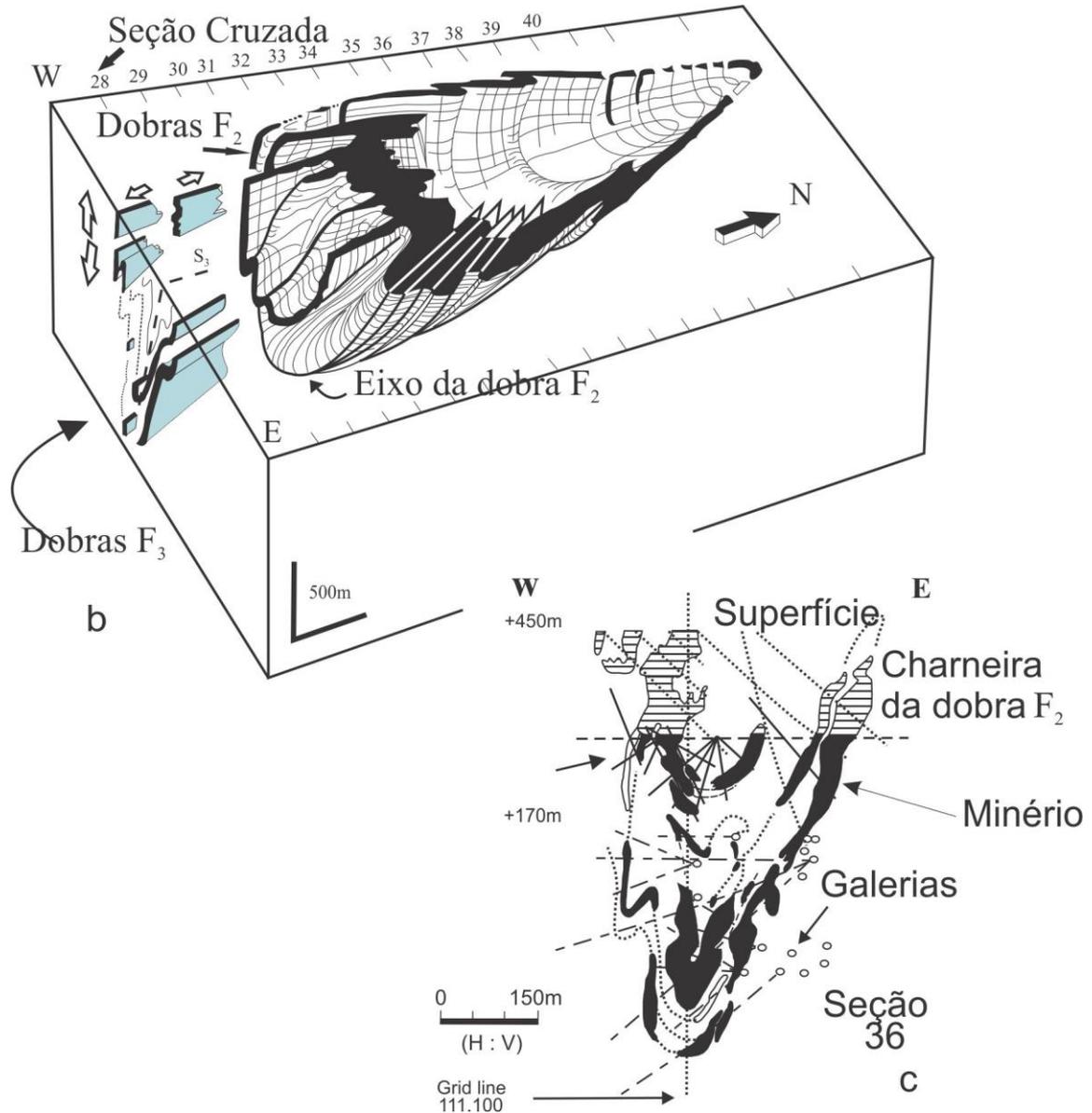
O modelo proposto por Lindenmayer (1982) atribui uma origem magmática às mineralizações, formadas por imiscibilidade de líquidos sulfetados em um magma toleítico. Segundo este modelo, litotipos das sequências meta vulcanossedimentares ricos em anidrita, encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos cederam o enxofre para a formação dos sulfetos. Sá Filho (1982) indicou o potencial mineral dos corpos ultrabásicos adjacentes à Serra de Itiúba, no denominou como um complexo homônimo à serra. Mandetta (1986) propôs a origem do corpo mineralizado semelhante a nódulos ultramáficos em cinturões metamórficos, associado a magma basalto-toleítico pobre em Mg, devido a processos de acumulação magmática. A jazida de Surubim, a norte da Caraíba, foi primeiramente estudada por Bello (1986) que atribuiu a gênese primária do minério a uma sequência vulcanossedimentar, que teria sido granulitizada, retrometamorfisada além de sofrer remobilização hidrotermal, o que resultou em diferenças em relação ao minério da mina pioneira.

Oliveira & Tarney (1995) propuseram um 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 38).

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). Lacerda (1995) estudou as relações estruturais e paragenéticas na Mina Caraíba e associou a colocação dos corpos ultramáficos à fase Dn+1, em uma tectônica sinistral direcional entre as fácies anfíbolito e xisto verde. 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).

Figura 38: Modelo estrutural proposto por D'el-Rey Silva et al. (1996).



Fonte: D'el-Rey Silva et al. (1996).

Teixeira et al. (2010a) enfatizaram a importância da remobilização hidrotermal na gênese dos depósitos, previamente descartada por Maier & Barnes (1999), propondo um modelo IOCG, semelhante ao proposto por Hutchinson (2004) e Chen (2008) para os depósitos de Okiep. Com base em datações Ar-Ar em flogopita, análises $\delta^{34}\text{S}$ e análises inéditas

de microsonda 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.

Baseado em novos dados U-Pb SHRIMP, Ar-Ar, $\delta^{34}\text{S}$, na descrição dos minerais de alteração e evolução paragenética dos depósitos Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana, Garcia (2013) propôs o modelo evolutivo que 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).

IV.3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO: NOVOS DADOS

A compreensão do contexto geológico é de fundamental importância para o estudo metalogenético de uma dada região. A caracterização dos litotipos mineralizados, bem como rochas encaixantes e associadas e o arcabouço estrutural fornecem pistas sobre a história geológica e os processos responsáveis por formar depósitos minerais. Nesta seção, são apresentados os resultados referentes à estruturação, geoquímica e geocronologia dos corpos máfico-ultramáficos e granitoides do Distrito do Vale do Curaçá, visando subsidiar interpretações tectônicas e metalogenéticas sobre os corpos mineralizados em cobre deste distrito.

IV.3.1 Importantes estruturas regionais

Mapas aeromagnéticos (Campo Magnético Total, 1ª Derivada Vertical e Sinal Analítico), gamaespectrométricos (canais do K, U e Th) regionais foram aliados ao estudo de imagens de satélite SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) para a identificação e cadastramento das grandes estruturas do Vale do Curaçá. Para dinamizar o tratamento de dados, são expostas, no presente capítulo, as estruturas traçadas sobre os mapas de Sinal Analítico (aeromagnético; Figura 39).

As disposições dos domínios magnéticos e do relevo primeira ordem são coincidentes com o *trend* geral N-S do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. De modo geral, todos os litotipos máfico-ultramáficos e suas encaixantes (principalmente o Complexo Caraíba)

estão dispostos em um domínio magnético que ocupa, quase que em sua totalidade, a extensão do Vale do Curaçá. Lineamentos estruturais de primeira ordem nas direções NW-SE e WNW-ESE, em relação de truncamento com a estrutura principal, são detectados no mapa de sinal analítico, sendo mais frequentes na porção norte do vale, onde tendem à direção E-W.

De modo geral, em todo o vale, os corpos máfico-ultramáficos fazem contato intrusivo ou brusco, muitas vezes por zona de cisalhamento, com os gnaisses encaixantes predominantemente ortoderivados (localmente para-). Na mina de Sussuarana, os corpos máfico-ultramáficos (entre 5 e 10 m) estão colocados na direção N-S, apresentando cisalhamento local, com percolação de fluidos e boudinagem.

Os corpos mineralizados da Mina Caraíba apresentam maior potência (passando de 20 m), formato sigmoidal e estão dispostos, na mesma direção, em uma zona de cisalhamento N-S anastomótica vertical (Fotografia 18a), de extensão kilométrica, que atravessa a cava a céu aberto e se estende ao subterrâneo da mina. Tal configuração, levou D'el Rey Silva et al. (1996; 1999) a sugerirem a existência de uma dobra que regia a disposição espacial dos piroxenitos da Mina Caraíba. Este modelo, entretanto, não foi verificado em profundidade com os avanços da lavra, pois abaixo da linha de charneira estimada, os novos corpos foram mapeados e lavrados. A seção regional na latitude da Mina Caraíba, considerando a configuração observada no presente trabalho pode ser observada na Figura 36c.

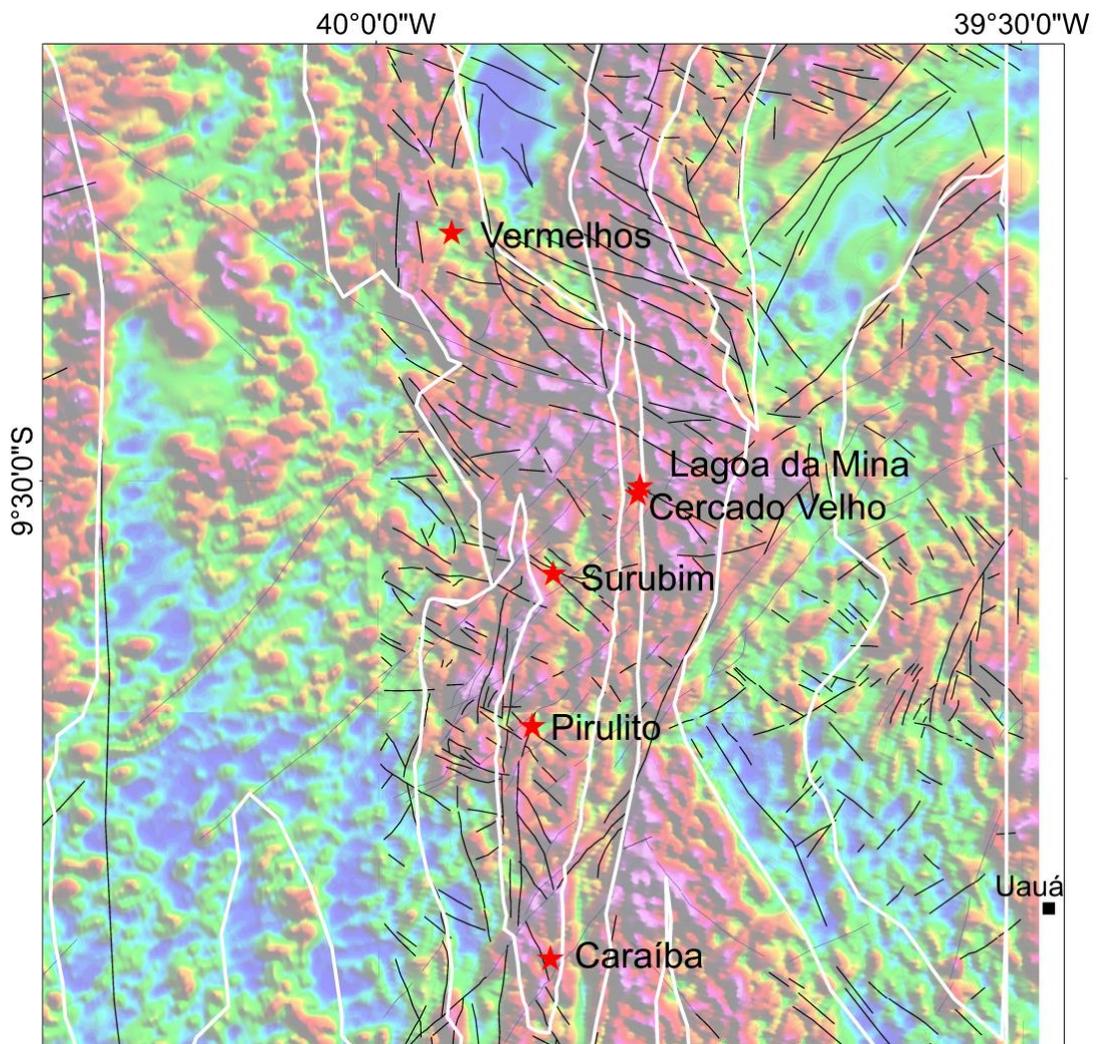
Nos mapas de estruturas da porção sul do DVC, é possível notar a coincidência de alinhamentos de sinal analítico, de K e de relevo, nas direções NNW-SSE e N-S, com as minas Caraíba e Sussuarana. Lineamentos estruturais de segunda ordem NW-SE truncam e movimentam (com cinemática aparente dextral) os lineamentos de primeira ordem nesta região. Na Mina Caraíba, existe, ainda, um corpo piroxenítico (Baraúnas) pouco deformado e hidrotermalizado que intrude os corpos máfico-ultramáficos da zona de mineralização principal, denominado de Baraúnas. Este corpo, que apresenta cerca de 30 m de largura e espessura, e 200 m de extensão corpo está colocado em uma estrutura de direção geral NW-SE.

Nas minas de Surubim e Angico (dividida nas cavas Lagoa da Mina e Cercado Velho), mais a norte, estão associadas a outro domínio estrutural, no qual estruturas tendem às direções NW-SE a WNW-ESE. É possível notar o truncamento (e a coincidência) entre os lineamentos de primeira e segunda ordem. Contatos intrusivos são restritamente observados na Mina Surubim, onde predomina a relação de cisalhamento entre as rochas máfico-ultramáficas (intensamente) e suas encaixantes. Os litotipos máfico-ultramáficos estão intensamente e deformados e alterados hidrotermalmente, predominantemente configurados sob a forma de

sigmóides decamétricos NW-SE ricos em flogopita, com *poods* de noritos (ou raramente piroxenitos) preservados (Fotografia 18b).

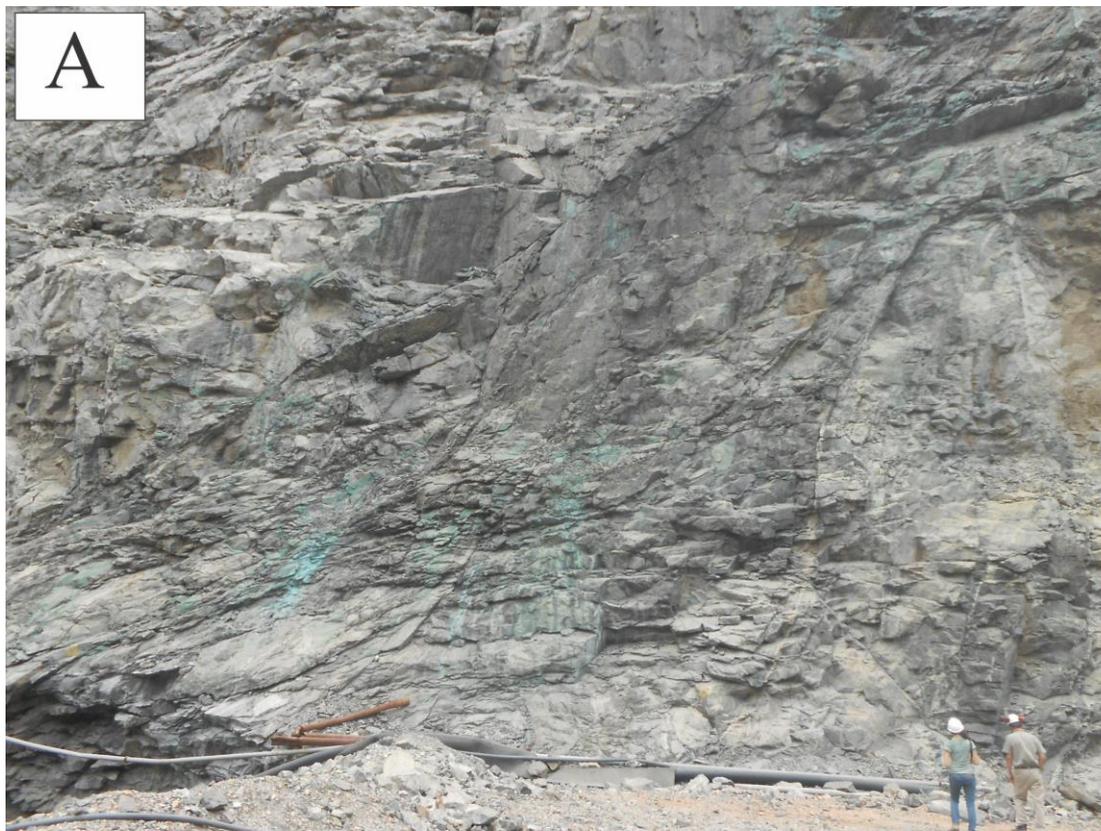
Ao longo do Vale do Curaçá, os granitóides homônimos, além do granitoide Santuário e da Suíte Riacho da Onça ocorrem como estreitas faixas, alongadas na direção N-S. O Sienito de Itiúba é balizado por zona de cisalhamento na mesma direção, que interrompe a sua faixa de afloramento. O presente estudo caracterizou granitóides nas minas cupríferas estudadas, e datou um destes, na Mina Caraíba. Estes corpos tardios, não exibem feições de deformação e estão, grosseiramente, dispostos preferencialmente na direção NNW-SSE.

Figura 39: Mapa aeromagnético de sinal analítico, salientando as principais feições estruturais do Vale do Curaçá.



Fonte: autor. Linhas brancas: domínios magnéticos; Linhas pretas: estruturas de primeira ordem; Linhas cinza: estruturas de segunda ordem.

Fotografia 18: Estruturas observadas no Vale do Curaçá. (A) Zona de cisalhamento anastomótica na cava a céu aberto da Mina Caraíba (visada E-W); (B) Sigmoides de flogopititos NW-SE envolvendo metagabros na Mina Surubim.



Fonte: autor.

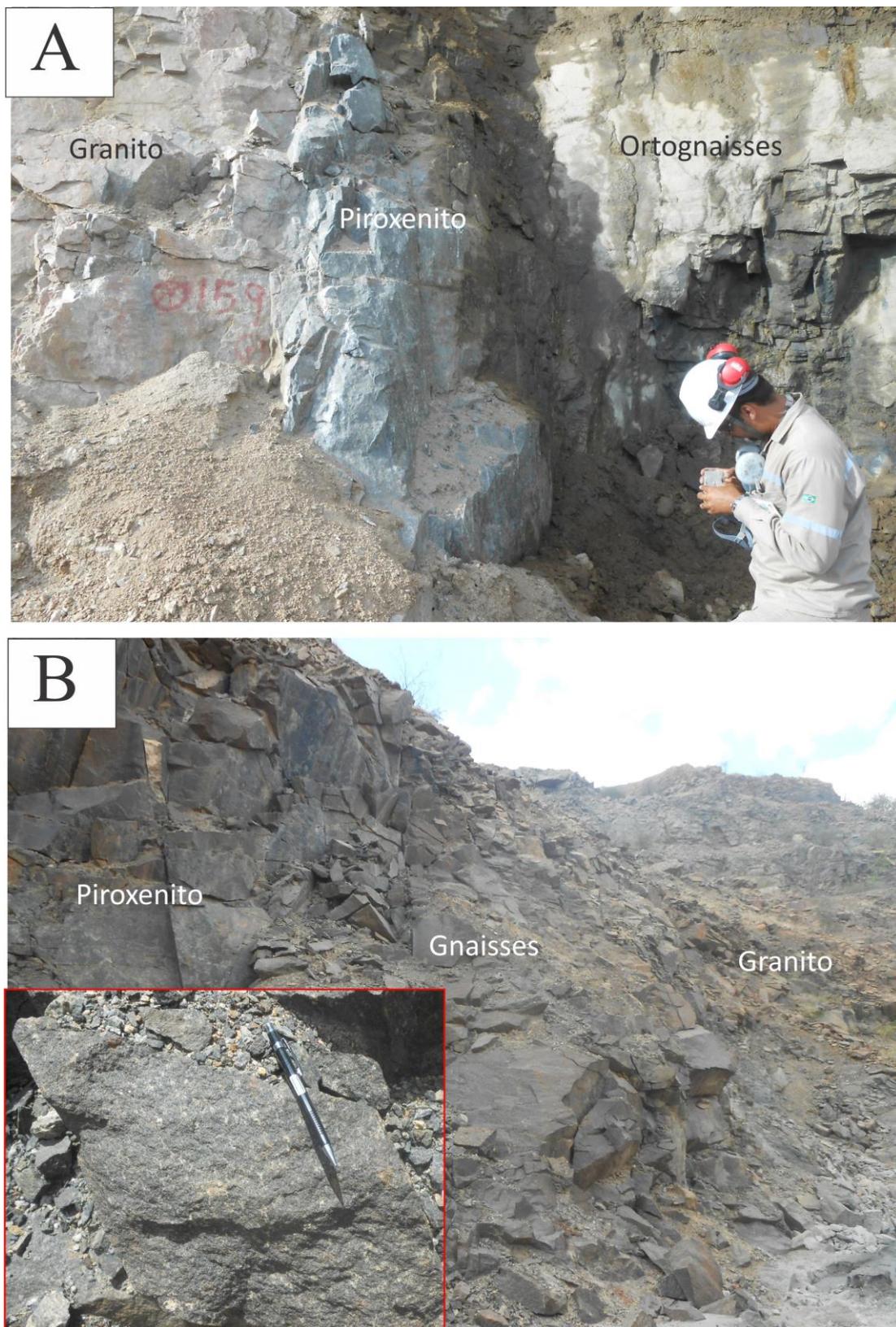
IV.3.2 Os corpos máfico-ultramáficos

Centenas de intrusões alongadas, com espessura decamétrica e extensão hectométrica, composição piroxenítica e norítica ocorrem nos domínios do Vale do Curaçá. Os corpos máfico-ultramáficos estão intensamente deformados e hidrotermalizados em diferentes intensidades. Estes corpos, associados a estruturas regionais, aflorantes a subaflorantes em toda a extensão do vale, intrudem ortognaisses (a não ser na Mina Surubim, onde truncam paragnaisses) e são intrudidos por granitoides (Fotografia 19a).

Os piroxenitos (hiperstenitos), principais hospedeiros das mineralizações cupríferas, são (nas fácies menos alteradas) compostos essencialmente por hiperstênio, amplamente observado em textura cumulática, contendo plagioclásio e flogopita intercumulus, associados a magnetita, espinélios (cromita e hercinita), calcopirita e bornita (Fotografia 20a; Fotomicrografia 1a e b). A presença de xenólitos de ortognaisses é uma feição comum, observável nos litotipos máfico-ultramáficos menos deformados e alterados hidrotermalmente (Fotografia 20b). Mesmos nestes casos, é notável a associação direta entre flogopita (por vezes com quartzo), magnetita e sulfetos de cobre intersticiais (Fotomicrografia 1c e d). Rochas noríticas são hospedeiras secundárias das mineralizações cupríferas, com textura cumulática e granoblástica granular formados por hiperstênio, plagioclásio (labradorita), granada, clinopiroxênio e quartzo (Fotomicrografia 1e e f). Inclusões de apatita são frequentes flogopita, apatita, predominantemente associadas a flogopita, magnetita e sulfetos xenoblásticos nos interstícios da paragênese silicática. Os noritos são classificados entre -leuco, -gabro e melanoritos, de acordo com a crescente importância modal dos hiperstênios.

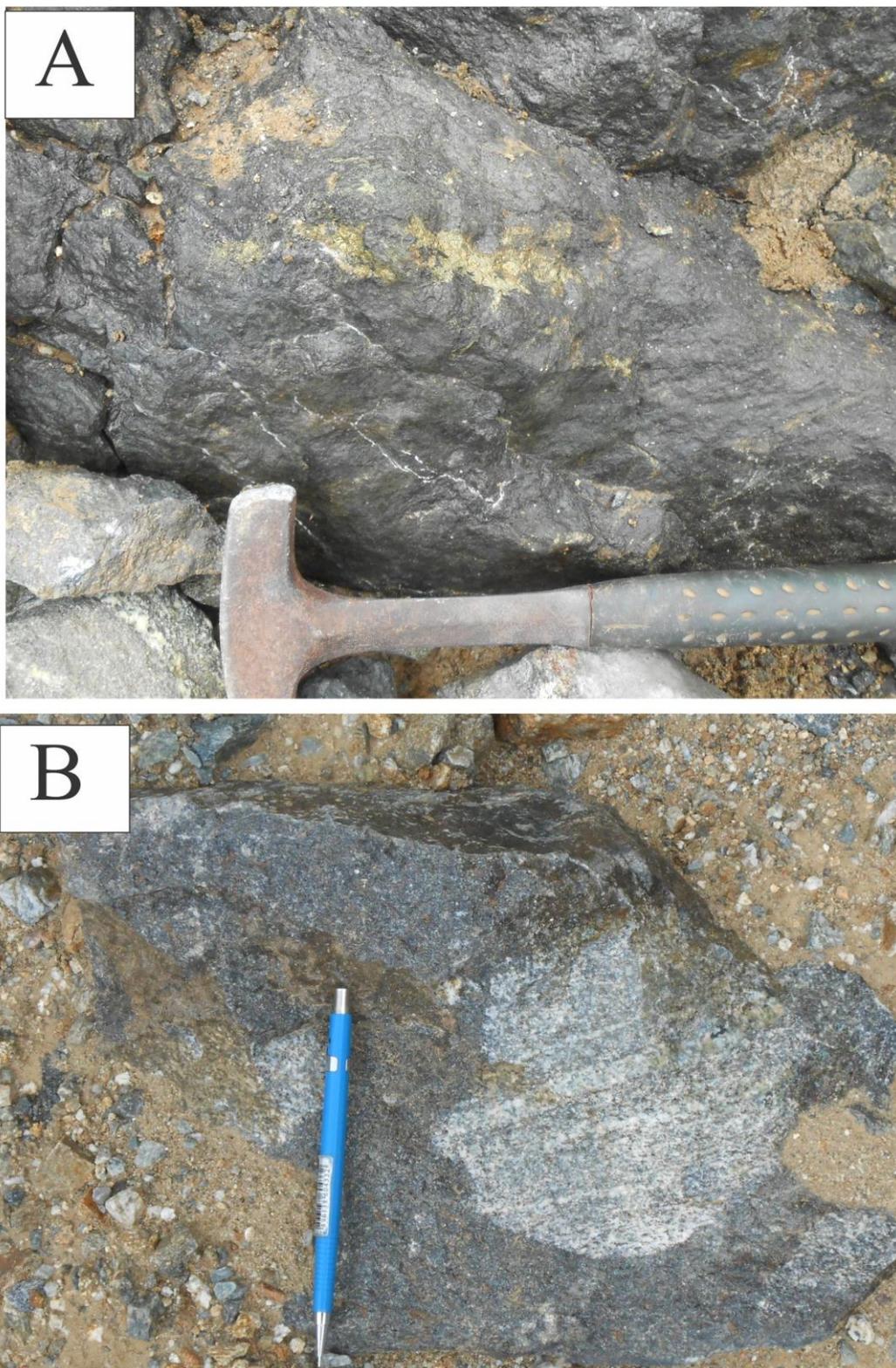
O corpo piroxenítico Baraúnas aflora na porção sul da Mina Caraíba e trunca os corpos máficos ultramáficos da zona de mineralização principal. Esta intrusão, fanerítica grossa, está distintamente menos deformada (apenas fraturada) e não exibe feições expressivas que indiquem a ação de fluidos hidrotermais (Fotografia 19b). Petrograficamente, é constituído por cumulos de hiperstênio (mais de 90% da rocha; Fotomicrografia 2a) visivelmente mais avantajados do que os demais piroxenitos do vale. Localmente, é possível observar em amostras do Piroxenito Baraúnas, cristais de plagioclásio (bytownita), que chegam a incluir ortopiroxênio em textura pseudo-poiquilítica (Fotomicrografia 2b). A documentação de flogopita *intercumulus* é consideravelmente mais rara que os piroxenitos mais antigos, assim como escassas disseminações de calcopirita e magnetita (Fotomicrografia 2c e d). Os únicos vestígios da passagem de fluidos hidrotermais nesta intrusão são vênulas milimétricas de flogopita, por vezes com magnetita e calcopirita (Fotomicrografia 2e e f).

Fotografia 19: Afloramentos de piroxenitos nas minas do Vale do Curaçá. (A) Corpo de piroxenito truncando ortognaisses sendo intrudido por granito na mina Sussuarana (visada N110); (B) Área de afloramento e detalhe do Piroxenito Baraúnas, na Mina Caraíba.



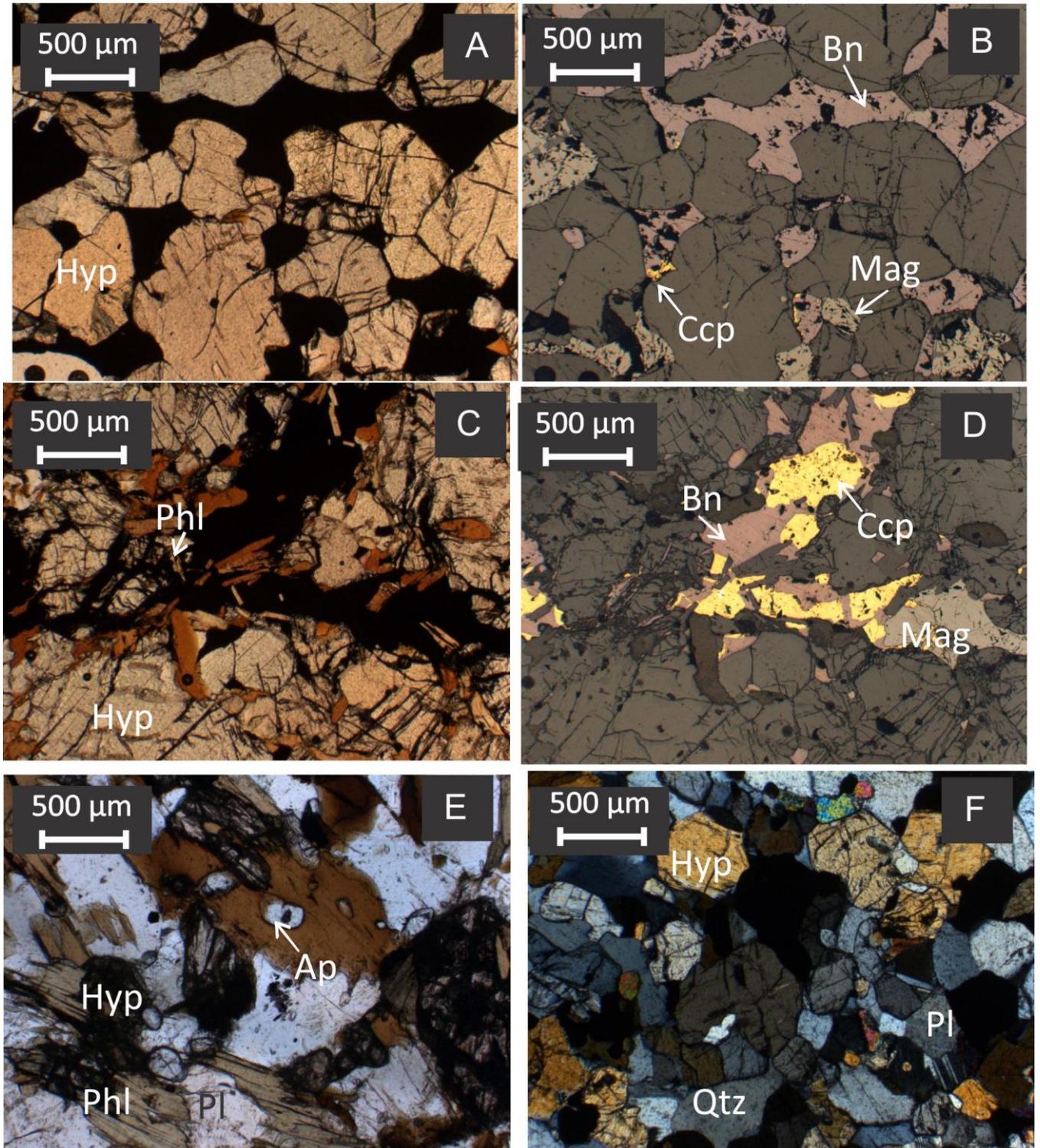
Fonte: autor.

Fotografia 20: Feições observadas em piroxenitos das minas do Vale do Curaçá. (A) Metahiperstenito veios de calcita e calcopirita-flogopita – Mina Surubim; (B) Xenólito de ortognaisses em piroxenito na Mina Angicos.



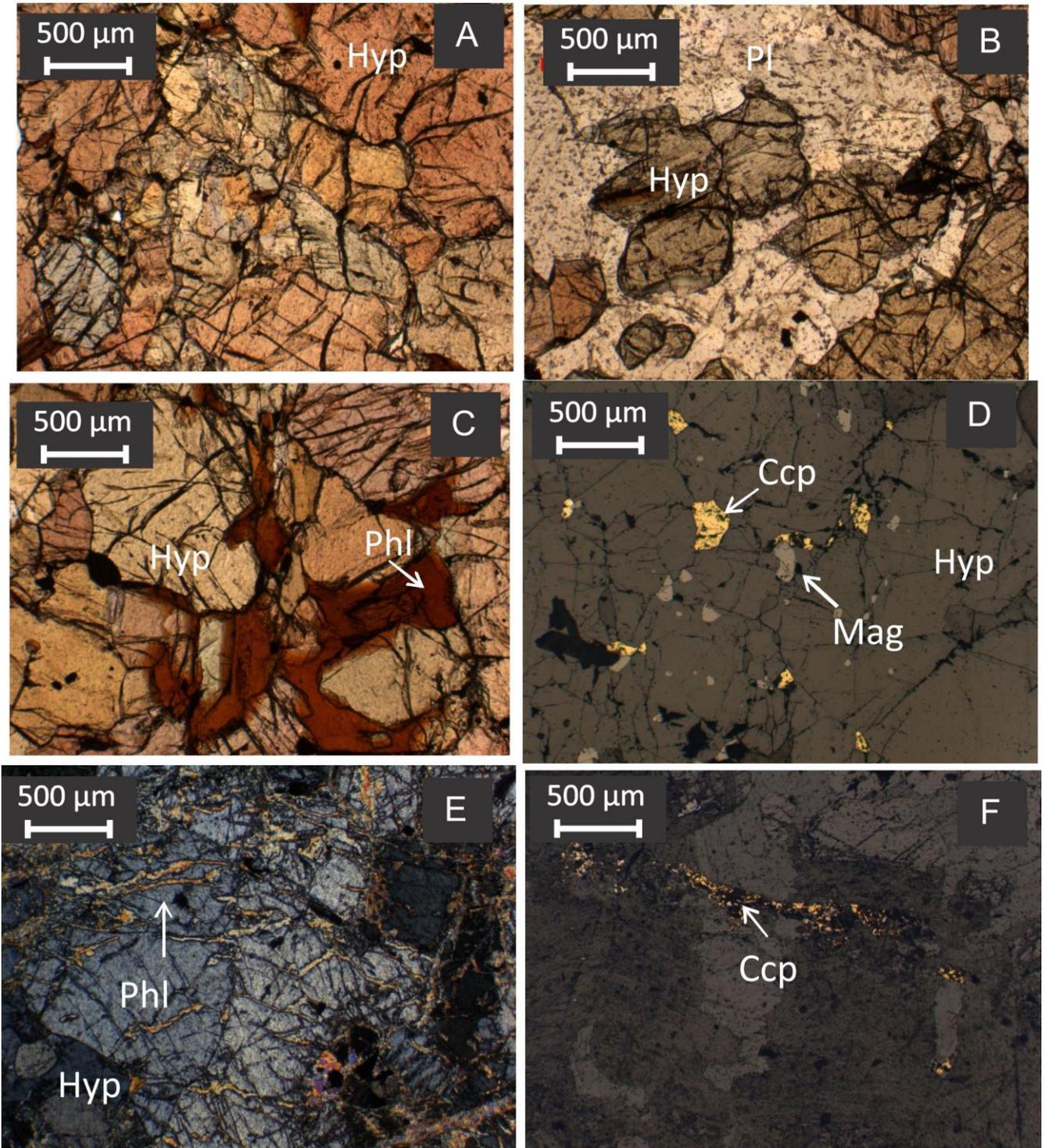
Fonte: autor.

Fotomicrografia 1: Características microscópicas de piroxenitos e noritos do Vale do Curaçá. (A) Textura cumulática com hiperstênio com sulfetos de cobre e magnetita *inter-cumulus* (LP); (B) Mesmo campo de “A” sob luz refletida; (C) Flogopita intersticial associada a calcopirita, bornita e magnetita em hiperstenito (LP); (D) Mesmo campo de “C” sob luz refletida; (E) Cristais de apatita inclusos por flogopita em contato com hiperstênio e plagioclásio em norito (NC); (F) Textura cumulática com hiperstênio e plagioclásio com quartzo intersticial (NC).



Fonte: autor. Abreviações – LP: Luz Planopolarizada; NC: Nicos Cruzados; Hyp: hiperstênio; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Mag: magnetita; Phl: flogopita; Ap: apatita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo.

Fotomicrografia 2: Amostras do Piroxenito Baraúnas observadas sob o microscópio. (A) Cristais de hiperstênio em textura cumulática (LP); (B) Ocorrência de plagioclásio *inter-cumulus* (LP); (C) Flogopita *inter-cumulus* entre cristais de hiperstênio (LP); (D) Disseminações de calcopirita e magnetita entre cristais de hiperstênio (LR); (E) Vênulas de flogopita e calcopirita truncando piroxênios (NC); (F) Mesmo campo de “E” observado sob luz refletida.

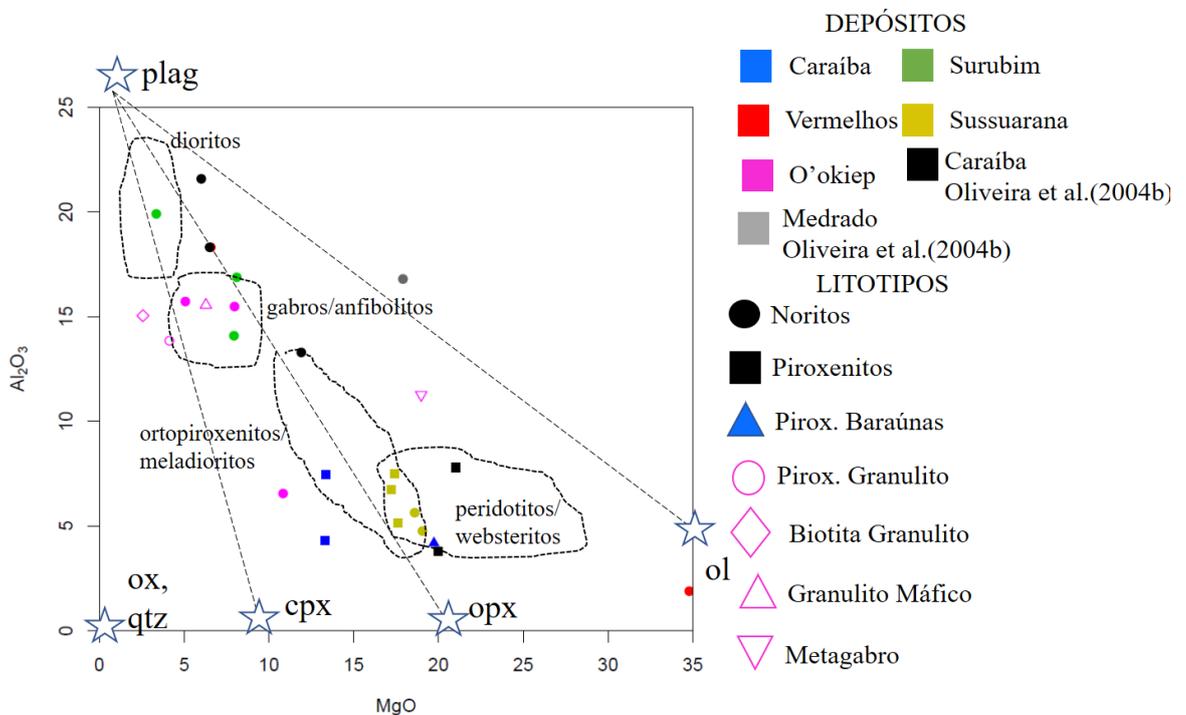


Fonte: autor. Abreviações – LP: Luz Planopolarizada; LR: Luz Refletida; NC: Nicois Cruzados; Hyp: hiperstênio; Pl: plagioclásio; Phl: flogopita; Ccp: calcopirita; Mag: magnetita

Análises litogeoquímicas foram conduzidas em hiperstenitos e noritos das minas Caraíba, Sussuarana, Surubim e Vermelhos. A relação completa dos resultados das análises geoquímicas das rochas do Vale do Curaçá está disponível no Apêndice D da presente tese. Um tratamento detalhado da geoquímica dos litotipos máficos e ultramáficos do Vale do Curaçá pode ser encontrado em Oliveira & Tarney (1995). Os autores indicam enriquecimento em ETRL, Fe, P, K e Cu, com anomalia negativa de Nb, e sugerem uma fonte mantélica primária para os litotipos.

Maier & Barnes (1999) sugeriram um diagrama, baseado nos teores de MgO e Al_2O_3 , para relacionar a dominância mineralógica em diferentes litotipos do DVC. Os resultados do presente estudo foram plotados neste gráfico (Figura 40), juntamente a amostras das minas Caraíba e Medrado (Vale do Jacurici) de Oliveira et al. (2004b), e variadas rochas máfico-ultramáficas do distrito de O'okiep, na África do Sul (MAIER et al., 2013). É possível notar que as amostras de piroxenitos e noritos das minas Sussuarana e Caraíba são as que mais se aproximam dos campos dos ortopiroxenitos e meladoritos propostos por Maier & Barnes (1999).

Figura 40: Gráfico Al_2O_3 versus MgO, proposto por Maier & Barnes (1999) para rochas do Vale do Curaçá, Medrado (Vale do Jacurici; OLIVEIRA et al., 2004b) e O'okiep (África do Sul; MAIER et al., 2013).



Fonte: autor. Gráfico de Maier & Barnes (1999). Constam análises de Oliveira et al. (2004b) e Maier et al. (2013)

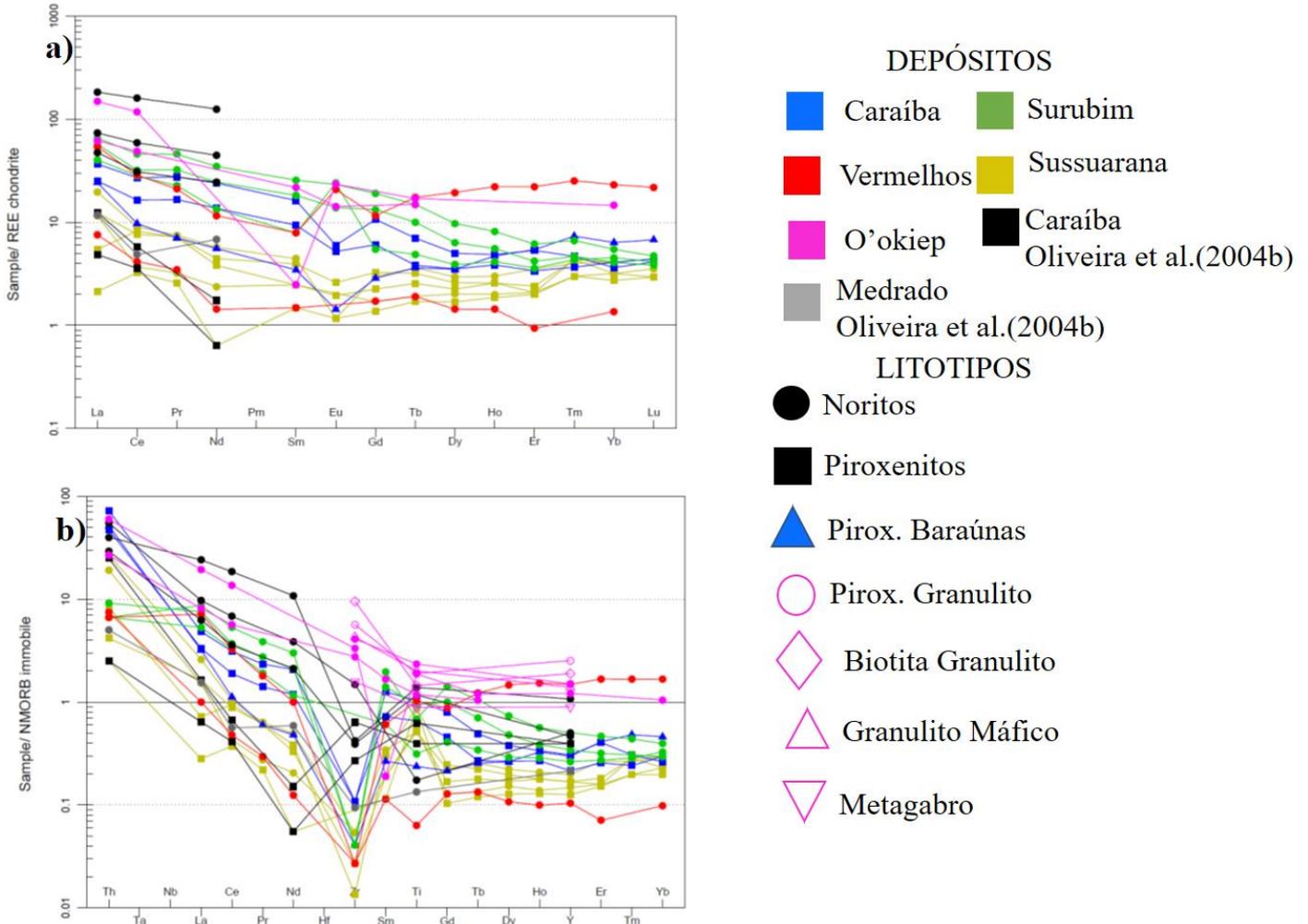
A amostra de norito do depósito de Vermelhos se destaca das demais pelo elevado teor de MgO, tendendo ao fracionamento da linha da olivina. Os pontos correspondentes a piroxenitos da Caraíba de Oliveira et al. (2004b) estão associados ao campo dos peridotitos/websteritos, um deles se assemelhando ao Piroxenito Baraúnas. A amostra do Vale do Jacurici, extraída da mesma publicação, não revela similaridades com nenhum dos conjuntos comparados. Os noritos da Mina Surubim, mais aluminosos, plotam nos campos dos gabros/anfibolitos e dos dioritos, exibindo características geoquímicas em comum com as rochas de O'okiep (MAIER et al., 2013) e, menos diretamente aos noritos estudados por Oliveira et al. (op. cit.).

O diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizado para o condrito (modificado de NAKAMURA, 1974; Figura 41a) destas amostras evidencia padrões notavelmente distintos para as rochas dos diferentes depósitos estudados. Nota-se, no geral, padrões de ETR planos enriquecidos entre 10 e 100 vezes com relação ao normalizador. As amostras de Sussuarana apresentam com teores menos elevados de ETR e, assim como os litotipos da Caraíba, exibem discreta anomalia negativa de Eu. Nota-se maior fracionamento dos noritos em relação aos piroxenitos. Dentre as amostras da Mina Caraíba, o Piroxenito Baraúnas destaca-se por concentrações menos expressivas de ETRL (leves), anomalia de Eu mais pronunciada e enriquecimento nos ETRP (pesados).

As amostras dos noritos da Mina Surubim estão associadas a um maior enriquecimento em ETRL, em relação aos pesados, além de não exibirem, no geral (pontualmente positiva) de Eu. As duas amostras de norito do depósito de Vermelhos exibem ampla variação em seus padrões de ETR, englobando as amostras dos demais jazimentos cupríferos. Além de enriquecimento relativo em ETRP, é possível notar pronunciada anomalia positiva de Eu nestas rochas.

A Figura 41b traz os elementos traço considerados imóveis, normalizados para o N-MORB, das supracitadas amostras dispostos no gráfico proposto por Pearce (2014), modificado a partir de Sun & McDonough (1995). Além do já descrito enriquecimento em ETRL, é discernível uma pronunciada anomalia de Zr para todas as rochas analisadas. A relação das concentrações dos elementos traço no que tange os diferentes depósitos apresenta comportamento similar àquele descrito para os Elementos Terras Raras, *i.e.*, litotipos menos fracionados nas minas Sussuarana e Caraíba e mais evoluídos nos depósitos mais a norte (Surubim e Vermelhos).

Figura 41: Diagramas multielementares para amostras do Vale do Curaçá. a) Diagrama de Elementos Terras Raras normalizado para o condrito (NAKAMURA, 1974); b) Diagrama multielementar de elementos imóveis normalizados para o N-MORB (PEARCE et al., 2014 modificado a partir de MCDONOUGH & SUN, 1995).



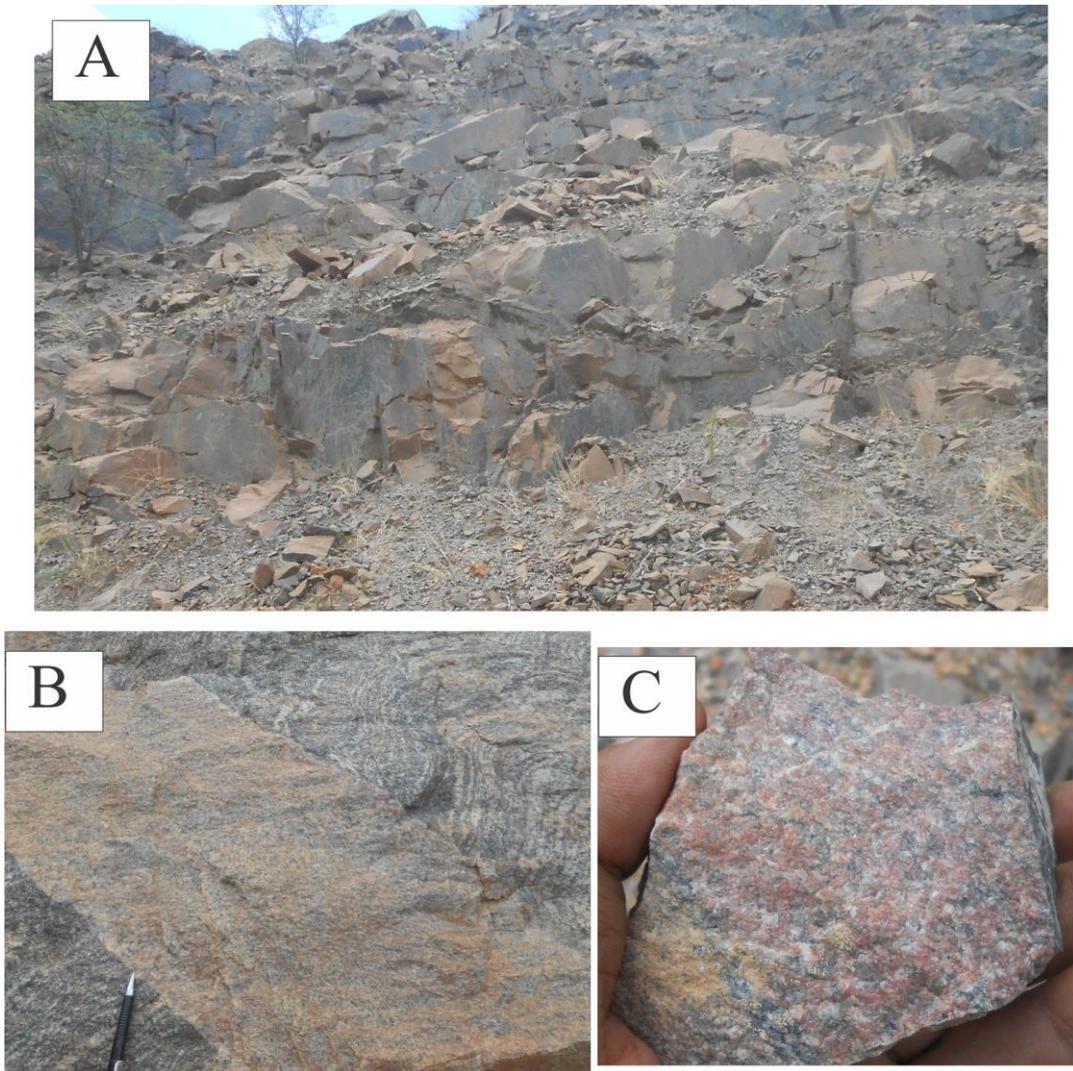
Fonte: autor. Diagramas de Nakamura (1974; “a”) e Pearce (2014; “b”) modificado a partir de McDonough & Sun (1995). Constam, à critério de comparação, dados de Oliveira et al. (2004b) e Maier et al. (2013).

IV.3.3 Granitoides

Além dos granitoides descritos por D’el-Rey Silva et al. (1996; 1999), Kosin et al. (2003) e Sobrinho et al. (2015), o presente estudo diagnosticou a presença de outros corpos de granitoides, não deformados nas minas do Vale do Curaçá. Estes corpos (aqui denominados de Granitos Caraíba) têm similaridades com os granitos G3 de D’el-Rey Silva et al. (1996) e, por características de campo (incluindo ausência sumária de estruturação; Fotografia 21a), são considerados pós-colisionais.

Com acúmulo de microclina e quartzo nas bordas de contato, intrudem os ortognaisses (Fotografia 21b) e as rochas máfico-ultramáficas (incluindo o Piroxenito Baraúnas, tardio). Apresentam característica coloração vermelha (Fotografia 21c), composição monzo a sienogranítica, com biotita, hornblenda e magnetita modais. Os plagioclásios (de oligoclásio a andesina), por vezes englobam cristais de hiperstênio. A presença de sulfetos, principalmente pirita e secundariamente calcopirita, foi, da mesma forma, diagnosticada nestas intrusões félsicas, independentemente de contato com litotipos máfico-ultramáficos mineralizados.

Fotografia 21: Área de ocorrência e detalhe macroscópico do Granito datado na Mina Caraíba. (A) Distribuição dos granitos intrudindo noritos e piroxenitos; (B) Detalhe de granito truncando ortognaisses; (C) Amostra de mão do granito, exibindo característica cor vermelha.



Fonte: autor.

IV.3.4 Geocronologia U-Pb SHRIMP

Com o objetivo de acrescentar dados referentes às datações dos litotipos do Vale do Curaçá, foram coletadas duas amostras para obtenção de zircões na Mina Caraíba: uma do Piroxenito Baraúnas, que trunca a zona de mineralização principal, e outra de um granito da mina Caraíba. Estas amostras foram datadas através do método no U-Pb SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (GEOLAB) – USP. Adicionalmente, foram realizadas análises Lu-Hf LA-ICP-MS nos mesmos zircões destes litotipos e das amostras datadas por Garcia (2013). Os resultados U-Pb do Vale do Curaçá encontram-se relacionados no Apêndice F.

A amostra CAR-PG-03-B, do Piroxenito Baraúnas, teve 12 zircões datados, que forneceram idade concordante $2056 \pm 9,2$ Ma (MSWD = 7,9; Figura 42a). Estes zircões apresentam estreita variação nos valores de ^{206}Pb comum (0 a 0,08 %), nas razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (entre 0,41 e 0,84) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (corrigida para ^{204}Pb): de 2031 a 2080 Ma. O Granito Caraíba (amostra PG-103-I; Figura 42b), por sua vez, teve 14 cristais de zircões analisados, que resultaram em uma curva de concórdia, com erro expressivamente menor: $2044,5 \pm 2,5$ Ma (MSWD = 0,34). Este resultado é reflexo, evidentemente, de parâmetros analíticos ainda mais coerentes: ^{206}Pb comum variando de 0 a 0,04 % e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (corrigida para ^{204}Pb) de 2010 a 2079 Ma, a não ser na maior amplitude das razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (entre 0,37 e 1,37).

IV.3.5 Análises Lu-Hf LA-ICP-MS

Razões isotópicas de Lu e Hf vêm sendo, cada vez mais, utilizadas como ferramenta de apoio à geocronologia U-Pb, visando à compreensão de histórias geológicas complexas em terrenos polideformados. O presente estudo traz análises Lu-Hf LA-ICP-MS de seis amostras das minas Caraíba e Surubim. Destas, quatro foram datadas, pelo método U-Pb SHRIMP, por Garcia (2013) e as outras duas referem-se ao Piroxenito Baraúnas e ao Granito Caraíba, expostos no tópico anterior.

Duas amostras (PG-02-D e PG-04-B) de quartzo-microclina metassomatitos da Mina Caraíba tiveram seus zircões analisados por Garcia (2013). Os resultados das análises Lu-Hf destes cristais estão dispostos sob a forma dos diagramas de idade TDM e razões isotópicas $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ da Figura 43. Duas populações de zircões foram caracterizadas no metassomatito PG-02-D, a mais antiga (intercepto superior) forneceu idade $2723 \pm 5,1$ Ma (MSWD = 1,04), enquanto a idade da concórdia foi estimada em 2047 ± 12 Ma (MSWD = 0,91).

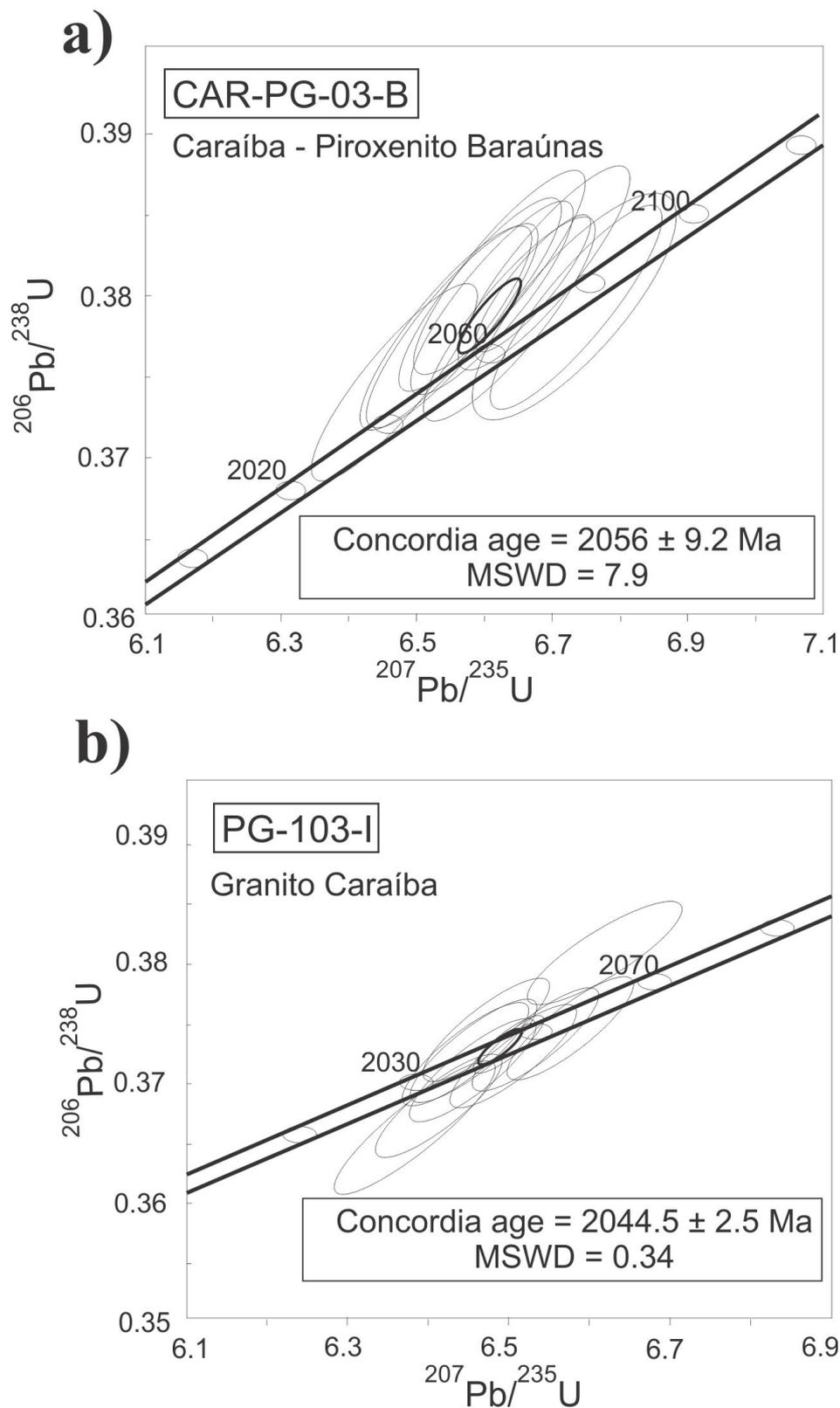
Com relação aos isótopos de Lu-Hf, a população neoarqueana apresenta valores positivos de $\epsilon\text{Hf} (T_1)$: de +0,56 a +4,55, contrastando com os valores negativos dos zircões paleoproterozoicos (entre -8,68 e -11,73). Os dois diferentes grupos são, entretanto, similares no que tange os valores de $\epsilon\text{Hf} (T_{DM})$ – de +4,94 a +5,89 e +3,94 a +4,66, e na razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0,281120 a 0,281202, e 0,281160 a 0,281249), para os neoarqueanos e paleoproterozoicos, respectivamente. Resultados confrontantes são observados, igualmente, em relação às idades T_{DM} – entre 2831 e 3086 e 3160 e 3353 Ma e razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ – 0,000603 a 0,001177 e 0,000342 a 0,000461, com as idades mais antigas e razões mais baixas correspondentes aos cristais paleoproterozoicos.

A outra amostra de quartzo-microclina metassomatito datada por Garcia (2013; PG-04-C) forneceu apenas zircões paleoproterozoicos, e uma idade de concórdia calculada em 2042 ± 15 Ma (MSWD = 0,17). Da mesma forma, em comparação a outra amostra do mesmo litotipo, os parâmetros isotópicos das análises de Lu e Hf variaram em um intervalo mais estreito. O cálculo do $\epsilon\text{Hf} (T_1)$ resultou apenas em valores negativos na amostra PG-04-C (-5,80 a -10,96), positivos de $\epsilon\text{Hf} (T_{DM})$ com restrita variação (+4,15 a +5,36), e idades T_{DM} entre 2971 e 3298 Ma. As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ nestes zircões estão nos intervalos de 0,281196 a 0,281334, e 0,000301 a 0,000718, respectivamente.

As idades T_{DM} e razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ dos zircões coletados em metagabro e norito da Mina Surubim, da mesma forma datados por Garcia (2013), estão dispostas na Figura 44. A amostra MS-01-D, de metagabro, forneceu dois interceptos: 2045 ± 40 e 507 ± 61 Ma (MSWD = 0,47). Apesar da significativa perda de Pb em direção ao Neoproterozoico, esta rocha demonstrou pouca amplitude nos resultados Lu-Hf: $\epsilon\text{Hf} (T_1)$ – entre -9,30 a -4,06; e $\epsilon\text{Hf} (T_{DM})$ – de +4,50 a +5,74; idades T_{DM} de 2871 a 3203 Ma; razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,281239 a 0,281445 e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,000199 a 0,002169.

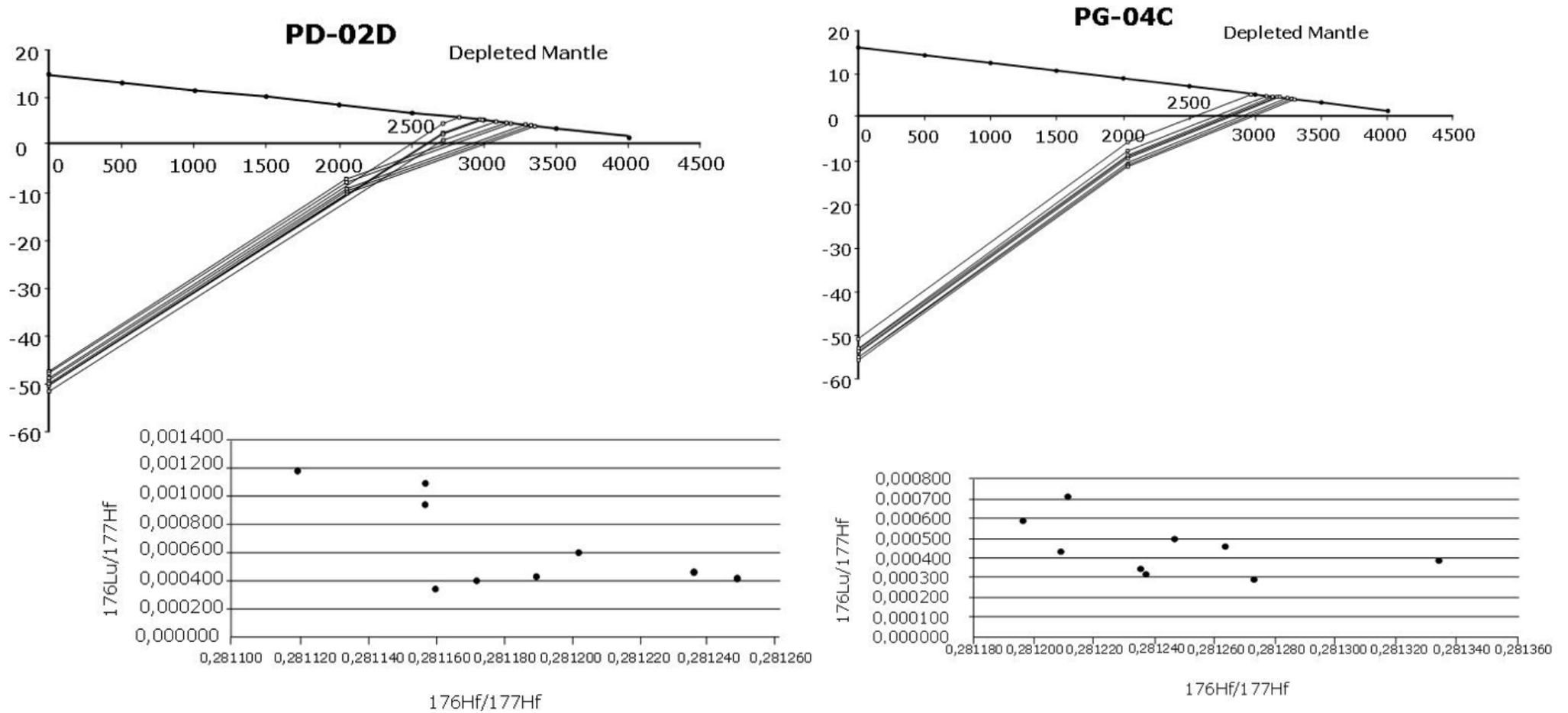
Ainda da Mina Surubim, Garcia (2013) datou norito (amostra MS-02-B) e obteve idade de concórdia estimada em 2047 ± 11 Ma (MSWD = 1,8). Os zircões desta rocha apresentam similaridades, em termos de isótopos de Lu e Hf, com os do supracitado metagabro. Tem-se, para o norito MS-02-B: $\epsilon\text{Hf} (T_1)$, variando de -0,71 a -7,47; $\epsilon\text{Hf} (T_{DM})$, entre +4,94 e +6,52; idades T_{DM} , calculadas entre 2658 e 3087 Ma; e razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, de 0,281271 a 0,281472 e 0,000183 a 0,000651, respectivamente.

Figura 42: Concórdias U-Pb SHRIMP do piroxenito mais novo da Caraíba (Baraúnas; “a”), que trunca a zona de mineralização principal, e de granito da mesma mina (“b”).



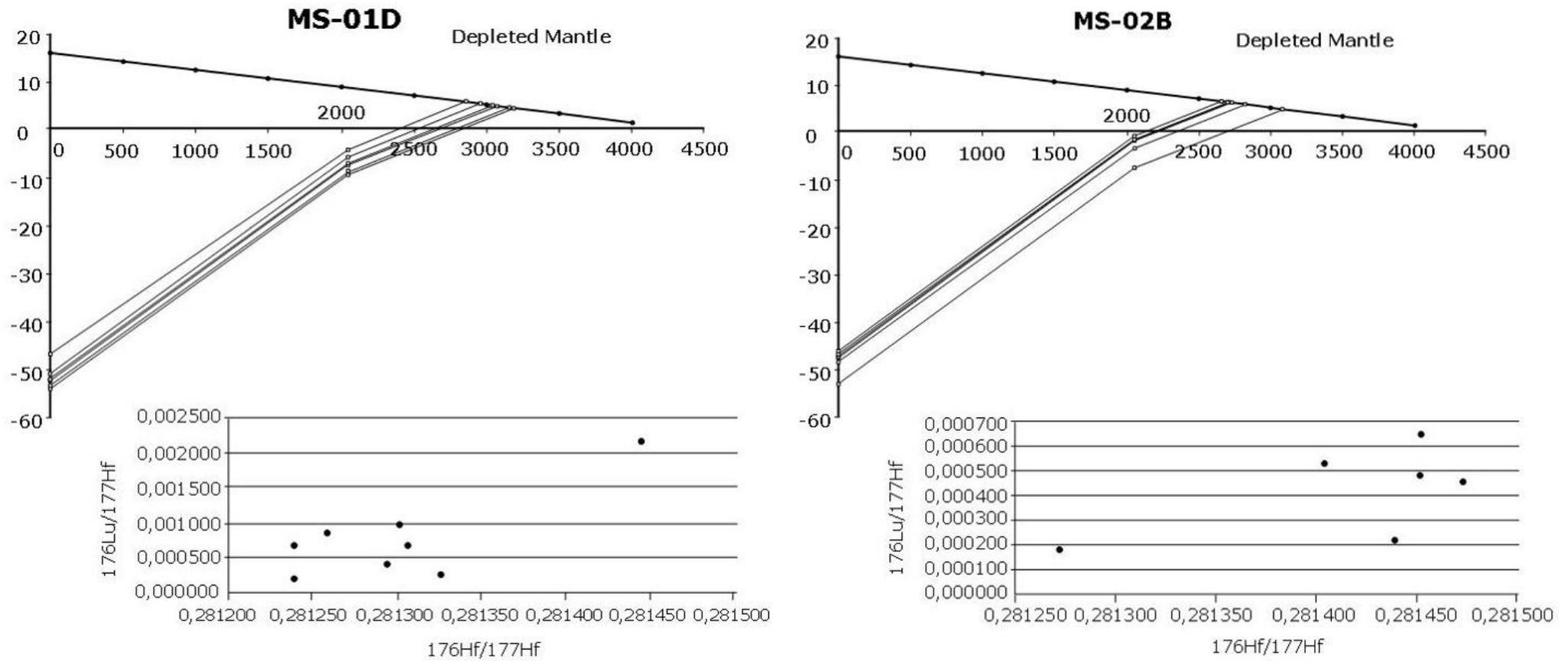
Fonte: autor

Figura 43: Diagramas de idades T_{DM} e razões isotópicas Lu-Hf para amostras de quartzo microclina metassomatitos datadas por Garcia (2013).



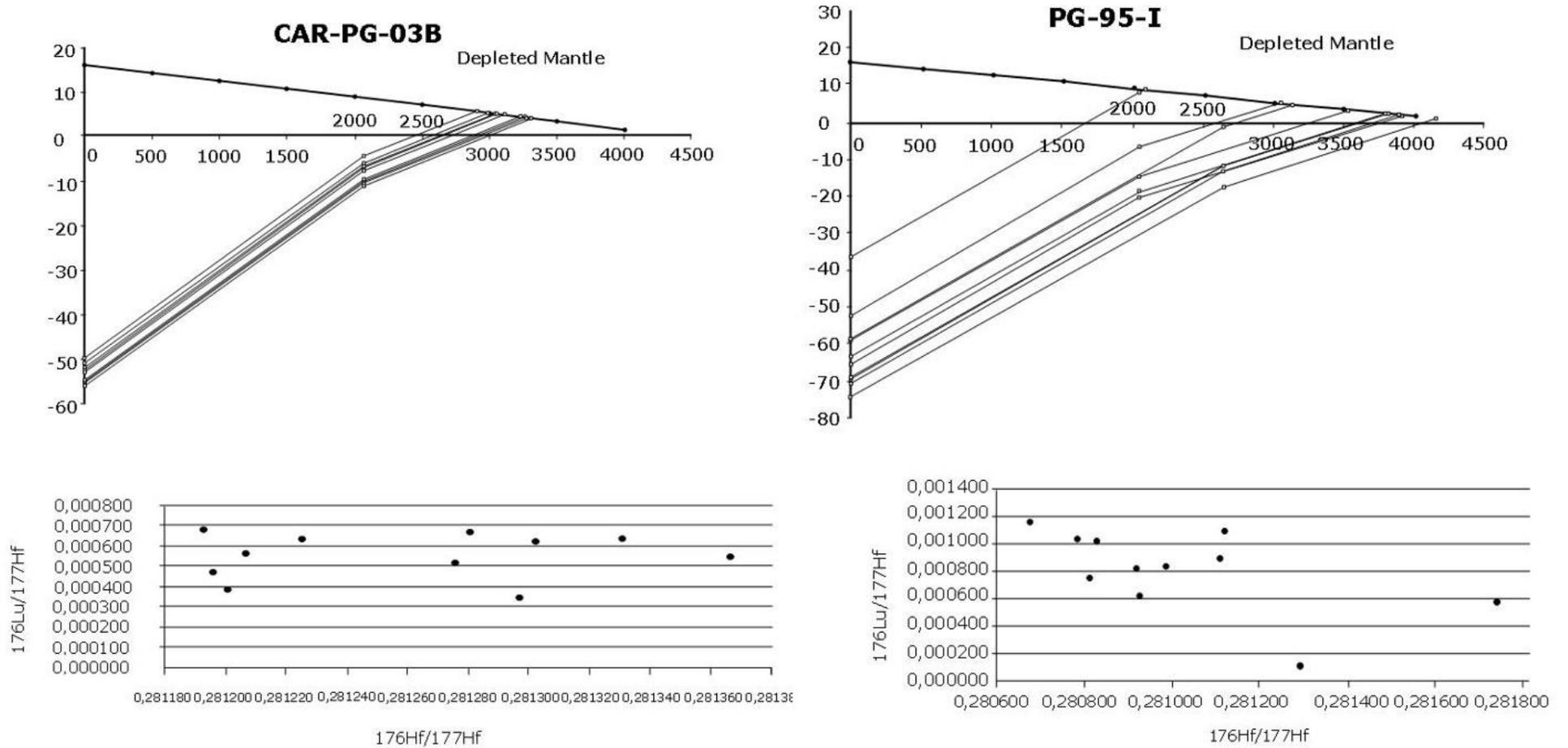
Fonte: autor.

Figura 44: Diagramas de idades TDM e razões isotópicas Lu-Hf para metagabro e metanorito da Mina Surubim, dados por Garcia (2013).



Fonte: autor.

Figura 45: Diagramas de idades TDM e razões isotópicas Lu-Hf para o Piroxenito Baraúnas e Granito da Mina Caraíba, dados no presente trabalho.



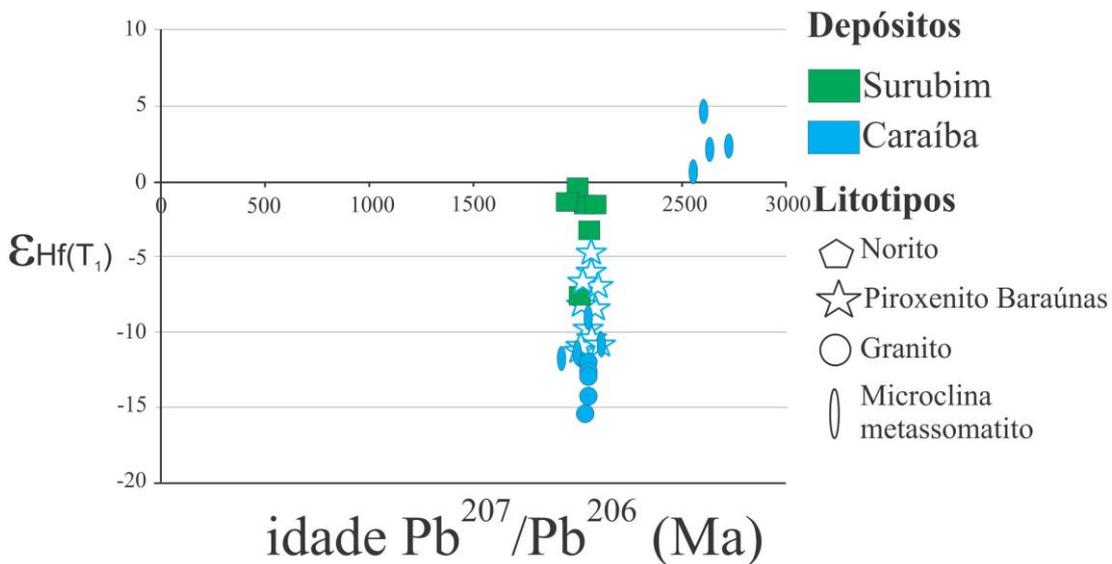
Fonte: autor.

A Figura 45 traz as idades T_{DM} e razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ para as amostras do Piroxenito Baraúnas (CAR-PG-03-B) e de granito da Mina Caraíba (PG-103-I), datadas pelo método U-Pb SHRIMP no presente trabalho. Os zircões do Piroxenito Baraúnas exibem ampla variação de $\epsilon\text{Hf}(T_1)$ – de -10,89 a -4,54, com valores relacionados a intervalos menores de $\epsilon\text{Hf}(T_{DM})$ – entre +4,13 e +5,62, idades T_{DM} de 2903 a 3304 Ma, e dos quocientes $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0,281193 a 0,281331) e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0,000379 a 0,000683).

Os zircões do granito da Mina Caraíba (amostra PG-103-I) exibem distintas assinaturas para este sistema isotópico. Os resultados do $\epsilon\text{Hf}(T_1)$ constam entre -15,33 e -9,72, e $\epsilon\text{Hf}(T_{DM})$ entre +3,11 e +4,43. As idades T_{DM} , mais antigas que as demais amostras, foram calculadas entre 3221 a 3574 Ma. As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ deste plúton félsico foram, respectivamente, medidas de 0,281068 a 0,281252, de 0,000520 a 0,001071.

Buscando uma comparação integrada dos dados U-Pb e Lu-Hf citados nesta seção, foi concebido o gráfico de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por $\epsilon\text{Hf}(T_1)$; Figura 46). Constam as amostras PG-02-D (quartzo microclina metassomatito), MS-02-B (norito da Mina Surubim), do Piroxenito Baraúnas (CAR-PG-03-B) e do granito da Mina Caraíba (PG-103-I). Os zircões dos diferentes litotipos plotam em campos distintamente separados, com valores positivos de $\epsilon\text{Hf}(T_1)$ observados apenas nos cristais neoarqueanos do metassomatito. Os zircões paleoproterozoicos exibem valores negativos, com os menores valores para o granito.

Figura 46: Comparação $\epsilon\text{Hf}(T_1)$ versus idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões das minas Caraíba e Surubim.



Fonte: autor.

IV.4 CONCLUSÕES PARCIAIS

O presente estudo agrega, através de dados geológicos, aerogeofísicos, litogeoquímicos, geocronológicos e isótopos de Lu-Hf inéditos, relevantes informações para a compreensão da evolução tectônica do Distrito do Vale do Curaçá. Com base em observações de campo integradas à dados aerogamaespectrométricos e aeromagnéticos, foram estabelecidas as grandes estruturas componentes do arcabouço geológico do DVC.

A seção geológica, inédita, para a latitude da Mina Caraíba disposta ao início deste capítulo evidencia o alto grau de deformação das rochas dos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá, assim como a importante presença de granitoides de diferentes gerações e veios de quartzo mapeáveis em escala 1:100.000. Neste modelo geológico os corpos de piroxenitos e noritos estão relacionados a uma zona de cisalhamento anastomótica (Figura 36c), importante conduto para a condução de fluidos hidrotermais.

A Figura 47 traz um bloco diagrama da região do Vale do Curaçá, no qual constam as unidades litológicas e principais estruturas da região. Os limites litológicos foram reinterpretados a partir da integração dos resultados da presente tese com os mapas de Teixeira et al. (2010a) e Sobrinho et al. (2015). Em relação às encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos, os paragnais Arapuá foram redelimitados, parte para o Complexo Caraíba, parte para os gnaisses Bom Despacho, conforme interpretado por Sobrinho et al. (2015). É possível notar a predominância de estruturas N-S no domínio sul do Vale (minas Sussuarana e Caraíba) que passam a WNW-ESE nas proximidades da Mina Surubim. Esta configuração é resultado da influência do front orogênico brasileiro, registrado inclusive na perde de Pb da amostra de metagabro da Mina Surubim (GARCIA, 2013).

As características geológicas e geoquímicas dos depósitos de Caraíba, Sussuarana, Surubim e Vermelhos foram sumarizadas e comparadas com dados da literatura. Os elementos maiores (gráfico modificado de MAIER & BARNES, 1999; Figura 40) assinalam características comuns entre os depósitos de Sussuarana e Caraíba, mais primitivas para as amostras de Vermelhos, e comparáveis ao distrito de O'okiep para os noritos de Surubim. Estes são mais aluminosos, por causa da maior abundância de granada nos litotipos dos depósitos setentrionais, relacionada, por Garcia (2013), à influência da encaixante paragnáissica. Da mesma forma, observa-se que Vermelhos e Surubim são enriquecidos em ETRP e apresentam anomalia positiva de Eu, associadas à magmas mais primitivos e com maior influência da granada, respectivamente. As rochas máficas-ultramáficas de Sussuarana demonstram-se

menos fracionadas do que as demais, assim como o Piroxenito Baraúnas, com distinto padrão enriquecido em ETRP, quando comparado aos demais piroxenitos.

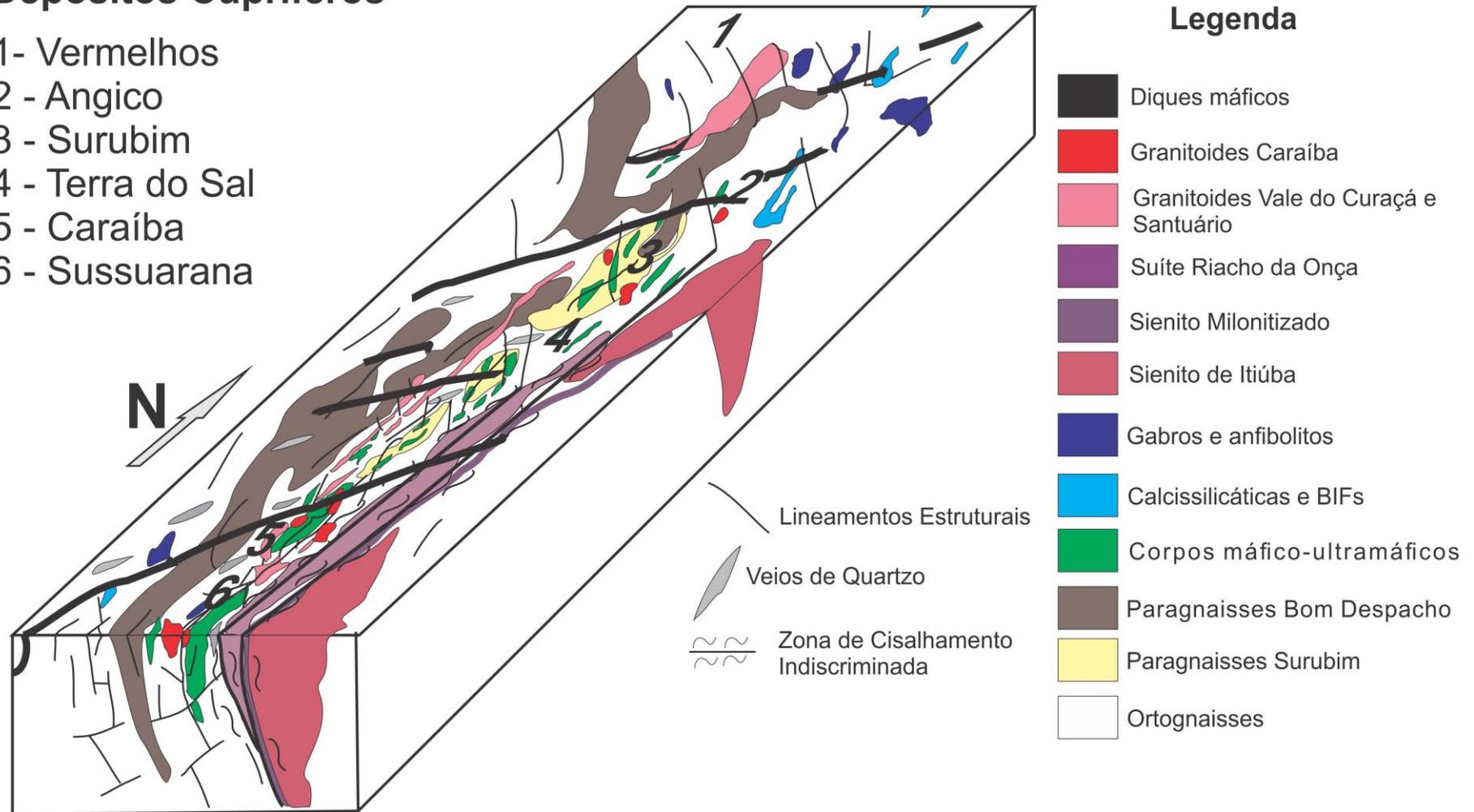
Novas idades U-Pb SHRIMP documentando, pioneiramente, magmatismo granítico (*ca.* 2,04 Ga) e piroxenítico pós-colisional (*ca.* 2,05 Ga), mais novos que o Sienito de Itiúba. Ambos são correlacionáveis ao terceiro estágio evolutivo do modelo proposto por Garcia (2013; Figura 48; Tabela 3), no qual se processou o metassomatismo e mineralização hidrotermal principal. A idade, dados de campo e características mineralógicas do granito datado na Mina Caraíba permitem uma correlação direta com o metassomatismo Ca-Na-K descrito no Capítulo V da presente tese, e por Garcia (2013). A presença de magnetita modal e sulfetos associados sugere a importância deste magmatismo na introdução de metais no sistema.

As idades T_{DM} dos litotipos estudados variam entre o Meso- e o Paleoarqueano (entre 2,9 e 3,5 Ga), com $\epsilon_{Hf}(T_1)$ predominantemente negativo (a não ser para os zircões neoarqueanos do quartzo-microclina metassomatito). Os valores de $\epsilon_{Hf}(T_{DM})$ calculados são positivos para os zircões de todas as rochas analisadas, com uma variação relativamente estreita entre (aproximadamente) +4 e +6,5. A comparação entre os dados U-Pb e Lu-Hf – $\epsilon_{Hf}(T_1)$ permitiu uma clara separação entre Piroxenito Baraúnas, Granito Caraíba, quartzo-microclina metassomatito da Caraíba e norito da Mina Surubim.

Figura 47: Bloco diagrama salientando as principais estruturas e os grandes conjuntos litológicos do Vale do Curaçá.

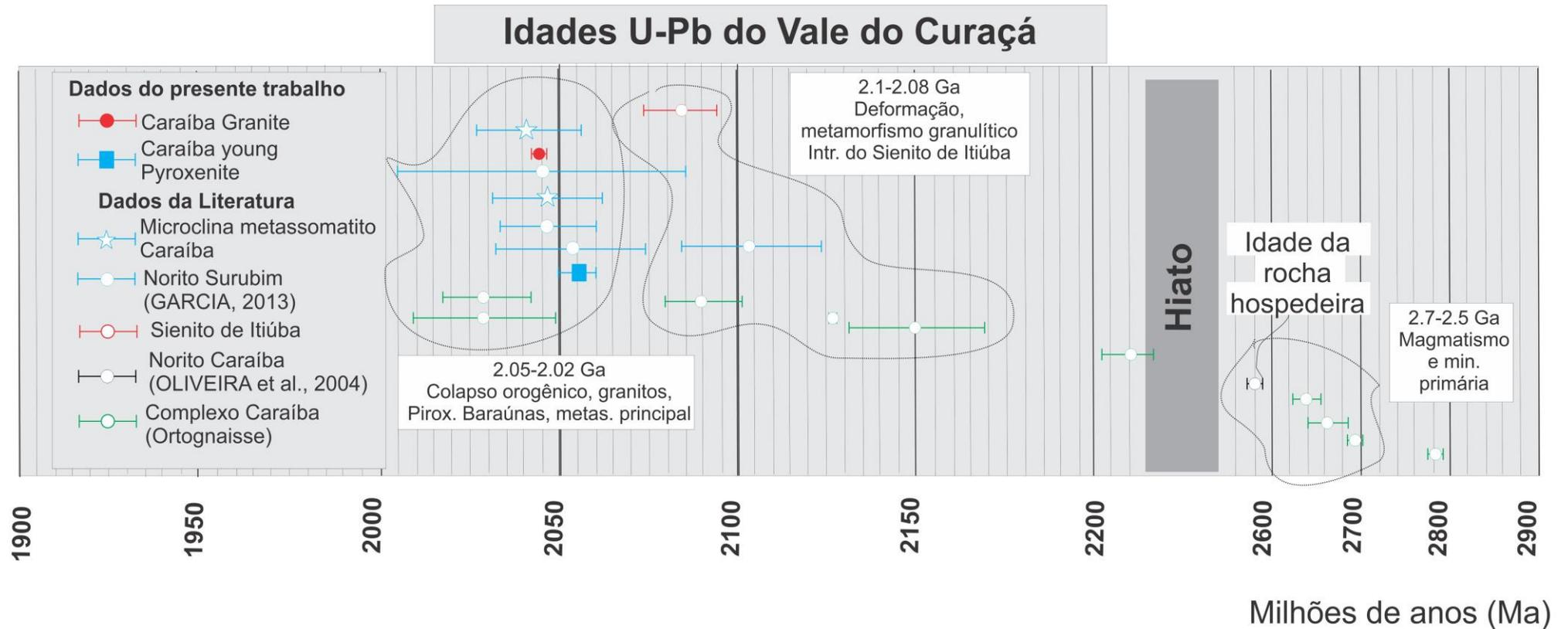
Depósitos Cupríferos

- 1- Vermelhos
- 2 - Angico
- 3 - Surubim
- 4 - Terra do Sal
- 5 - Caraíba
- 6 - Sussuarana



Fonte: autor. Reinterpretado a partir de dados de campo, aerogeofísicos e dos mapas de Teixeira et al. (2010a) e Sobrinho et al. (2015).

Figura 48: Gráfico comparativo com as idades U-Pb SHRIMP para amostras do Vale do Curaçá. Contém dados disponíveis na literatura (SILVA et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2004b; GARCIA, 2013) e inéditos adicionados pela presente pesquisa.



Fonte: modificado de Garcia (2013). Dados da presente pesquisa e compilados de Silva et al. (1997), Silva et al. (2002), Oliveira et al. (2004b) e Garcia (2013).

Tabela 3: Análises U-Pb SHRIMP do Vale do Curaçá e litotipos associados, utilizadas na síntese do presente trabalho. Constam, além de dados do presente trabalho, idades de Silva et al. (1997); Silva et al. (2002); Oliveira et al. (2004b) e Garcia (2013).

Unidade	Litotipo datado	Toponímia	Idades Obtidas	Interpretação	Autor (es)
Amostra CAR-PG-03-B	piroxenito Baraúnas	Mina Caraíba	2056 ± 9,2 Ma	Colocação	presente trabalho
Amostra PG-103-I	granito Caraíba	Mina Caraíba	2044,5 ± 2,5 Ma	Intrusão	presente trabalho
Amostra PG-02-D	qtz mc metassomatito	Mina Caraíba	2723 ± 51 Ma	Encaixantes	Garcia, 2013
Amostra PG-02-D	qtz mc metassomatito	Mina Caraíba	2047 ± 12 Ma	Metassomatismo	Garcia, 2013
Amostra PG-04-C	qtz mc metassomatito	Mina Caraíba	2042 ± 15 Ma	Metassomatismo	Garcia, 2013
Amostra MS-01-D	metagabro	Mina Surubim	2045 ± 40 Ma	Metassomatismo?	Garcia, 2013
Amostra MS-02-B	metanorito	Mina Surubim	2054 ± 28 Ma	Metamorfismo?	Garcia, 2013
Amostra MS-02-B	metanorito	Mina Surubim	2047 ± 11 Ma	Metassomatismo	Garcia, 2013
Complexo Caraíba	ortogneisse TTG	Mina Caraíba	2695 ± 12 Ma	Magmatismo	Silva <i>et al.</i> , 1997
Complexo Caraíba	ortogneisse charnockítico	Mina Caraíba	2634 ± 19 Ma	Magmatismo	Silva <i>et al.</i> , 1997
Complexo Caraíba	ortogneisse granulítico	São José de Jacuípe	2089 ± 11 Ma	Metamorfismo	Silva <i>et al.</i> , 1997
Corpos ultramáficos	norito	Mina Caraíba	2580 ± 10 Ma	Magmatismo	Oliveira <i>et al.</i> , 2004b
Corpos ultramáficos	norito	Mina Caraíba	2103 ± 23 Ma	Metamorfismo	Oliveira <i>et al.</i> , 2004b
Riacho da Onça	granitóide		2126 ± 0,019 Ma	Magmatismo	Silva <i>et al.</i> , 1997
Sienito de Itiúba	sienito	Itiúba	2084 ± 9 Ma	Magmatismo	Oliveira <i>et al.</i> , 2004b
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	2785 ± 11 Ma	Xenocristal ou Magmatismo?	Silva <i>et al.</i> , 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	2215 ± 11 Ma	Magmatismo?	Silva <i>et al.</i> , 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	2150 ± 18 Ma	Metamorfismo	Silva <i>et al.</i> , 2002
Complexo Caraíba	enderbito	Riachão de Jacuípe	2028 ± 13 Ma	Migmatização?	Silva <i>et al.</i> , 2002

Fonte: modificado de Garcia (2013). Dados do autor e de Silva et al. (1997), Silva et al. (2002), Oliveira et al. (2004b) e Garcia (2013).

CAPÍTULO V

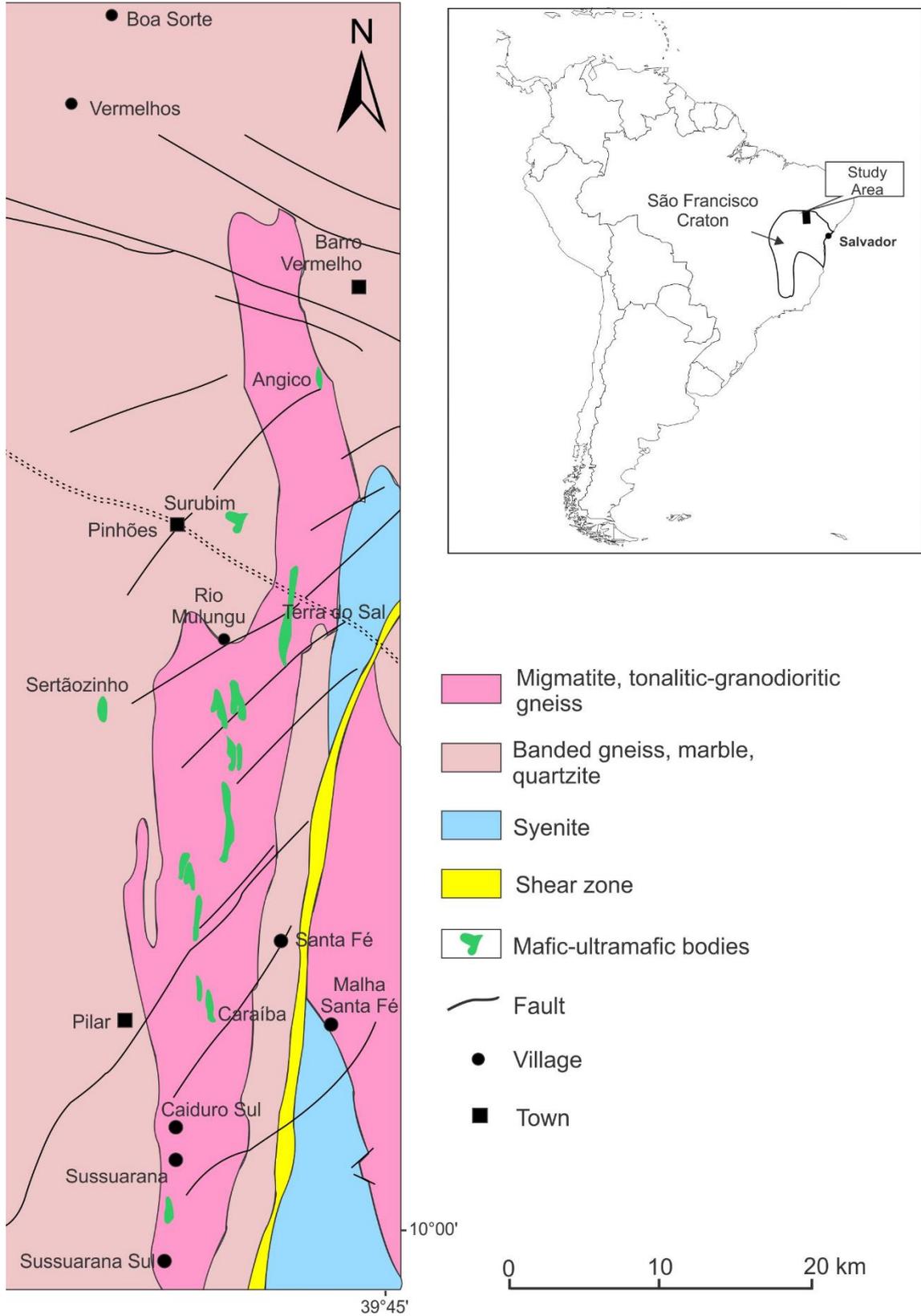
O SISTEMA HIDROTHERMAL DO VALE DO CURAÇÁ

A relação entre mineralizações cupríferas e sistemas hidrotermais é amplamente conhecida, abrangendo uma vasta gama de ambientes geológicos e tipos de depósitos. Mais da metade da produção mundial de cobre pode ser associada a depósitos formados pela ação de fluidos hidrotermais, destacando-se os depósitos de Cobre Porfirítico e VHMS (*Volcanic-hosted massive sulfide*; LAZNICKA, 2010; MISRA, 1999). Da mesma forma, são registrados, em depósitos brasileiros e em outros locais do planeta, importantes volumes de minério de cobre remobilizado e reconcentrado por ação hidrotermal em jazimentos predominantemente ortomagmáticos (MAIER & GROVES, 2011; JULIANI et al., 2016).

Os depósitos de Cu são hospedados por rochas máfico-ultramáficas encaixadas em orto- e paragneisses (Figura 49; Capítulo IV). A ação de fluidos e a presença de mineralizações hidrotermais foram primeiramente documentadas no Vale do Curaçá por Maier & Barnes (1999). Os autores descrevem a presença de glimeritos, e outras rochas alteradas metassomaticamente associadas a pequenos volumes de minério remobilizado. Rocha (1999) desenvolveu um estudo sistemático sobre o metassomatismo atuante nos litotipos máfico-ultramáficos da Mina Caraíba, e suas relações com as mineralizações cupríferas e concentrações auríferas. O autor demonstrou que os flogopititos são formados pela adição de K e Al em piroxenitos, enquanto as rochas “calcissilicáticas” seriam produto de metassomatismo cálcico sobre rochas noríticas. Estudos de balanço de massa, através do método das isócronas, indicam adição de Al, K, Au, Ag Ni, Zn nos piroxenitos e noritos flogopitizados e de Ca (ROCHA, op. cit.).

Segundo o modelo metalogenético proposto por Teixeira et al. (2010a), a gênese das concentrações de sulfetos de cobre do DVC compreende dois estágios de mineralização, o primeiro ortomagmático e o segundo hidrotermal, relacionado a um sistema comparável a depósitos do tipo IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*). Dados de isótopos de enxofre, química mineral de magnetitas e geocronologia Ar-Ar corroboram para esta hipótese, indicando valores de d_{34S} dispersos em relação ao zero, magnetitas com baixo conteúdo de elementos traço e idades Ar-Ar paleoproterozoicas são registradas apenas nas mineralizações hidrotermais.

Figura 49: Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá, mostrando as áreas de ocorrência dos corpos máfico-ultramáficos



Fonte: modificado de Delgado & Souza, 1981.

Garcia (2013) comparou as principais alterações presentes nos depósitos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana e, integrados com dados U-Pb SHRIMP, isótopos de S e de química mineral, propôs um modelo evolutivo em quatro estágios. As mineralizações ortomagmáticas neoarqueanas foram submetidas a, ao menos, dois importantes eventos hidrotermais ao final do Paleoproterozoico (2,05-2,03 e 1,95-1,92 Ga). Os quatro depósitos estudados exibem feições de alteração observadas em depósitos do tipo IOCG, estando os depósitos mais a sul associados a zonas hidrotermais mais profundas, segundo o modelo de Hitzman et al. (1992; GARCIA, 2013). Foram descritas fácies metassomáticas ricas em microclina, andesina e flogopita, sendo a última intimamente relacionada a zonas de remobilização de sulfetos.

Dados geológicos, petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral e isótopos Sm-Nd inéditos estão dispostos e discutidos no presente capítulo, com o objetivo de elucidar as características geoquímicas do sistema de fluidos estabelecido sobre os litotipos do Vale do Curaçá. Inicialmente, estão sumarizadas e apresentadas as principais características das alterações descritas no DVC. Em seguida, são discutidos aspectos relevantes das mineralizações cupríferas, que são hospedadas por litotipos máfico-ultramáficos. Os resultados de química mineral, litogeoquímica e isótopos Sm-Nd subsidiam o estabelecimento de um modelo geoquímico para as alterações apresentadas e suas relações com os corpos mineralizados em cobre do Vale do Curaçá.

V.1 ALTERAÇÕES E MINERALIZAÇÕES OBSERVADAS NO VALE DO CURAÇÁ

No presente estudo foram descritos e amostrados os depósitos no Vale do Curaçá (de sul para norte): Sussuarana, Caraíba, R-22W Terra do Sal, Angico, Surubim e Vermelhos. Cristais intercumulus de calcopirita, bornita e magnetita, disseminados, crescidos nos interstícios de piroxênios (por vezes anfibolitizados) constituem as mineralizações ortomagmáticas (Capítulo IV; GARCIA, 2013). Concentrações de calcopirita, bornita invariavelmente acompanhadas por magnetita e quartzo sob a forma de: (A) veios e bolsões, (B) brechas e (C) preenchimento de fraturas (fissural; Fotografia 22) constituem os estilos de mineralizações hidrotermais observadas nos depósitos do DVC (GARCIA, op. cit.). Enquanto brechas, veios e bolsões ricos em sulfetos de cobre são restritas a zonas de alteração em piroxenitos e noritos, as acumulações em fraturas podem ocorrer em quais litotipos, inclusive os encaixantes das mineralizações.

As melhores exposições do minério hidrotermal estão registradas nas galerias da mina subterrânea da Caraíba (Fotografia 23). A associação de veios e bolsões de sulfetos e magnetita com flogopita é frequente, assim como a presença da alteração à microclina distais às zonas mineralizadas. A relação entre a flogopitização e os sulfetos de cobre é, da mesma forma, amplamente observável na cava da Mina Surubim, na qual os flogopititos (ou glimmeritos) constituem os principais hospedeiros das mineralizações cupríferas.

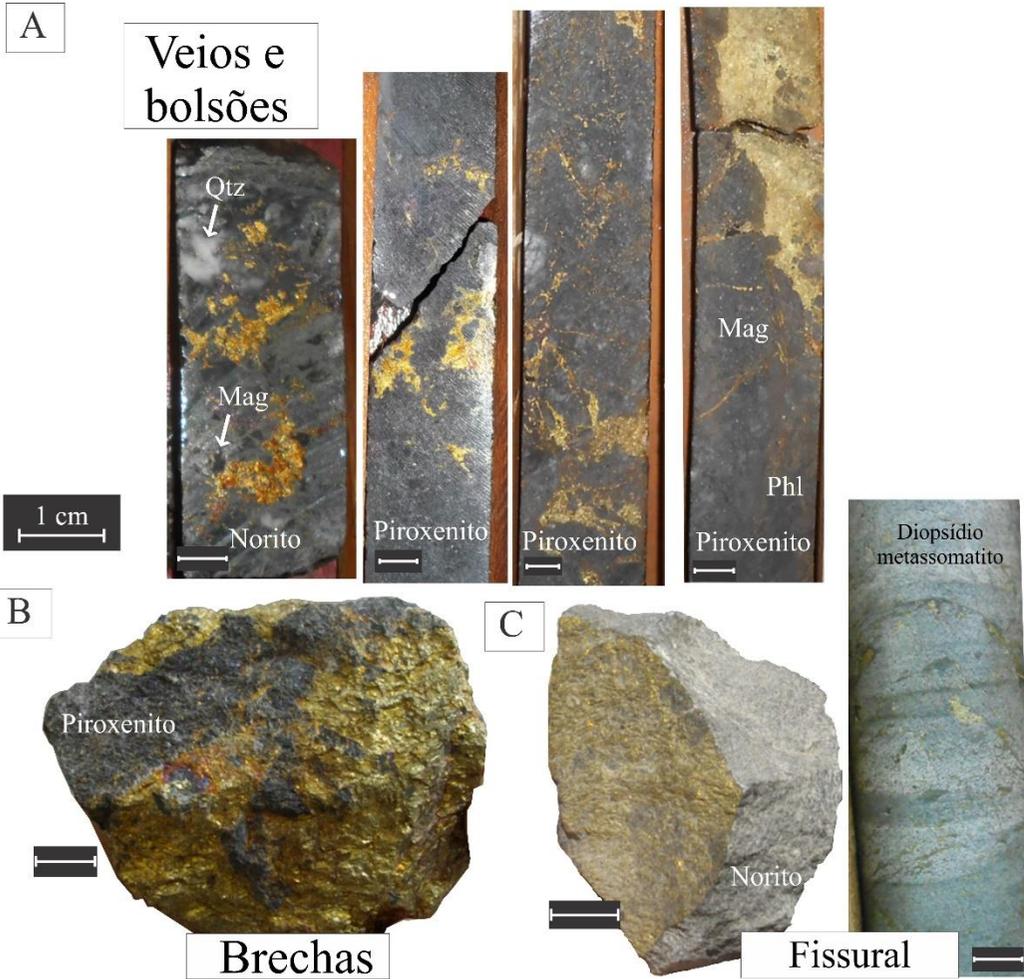
A observação sumária em frentes de lavra e em testemunhos de sondagem permitiu a categorização de quatro grupos de alteração predominante (ao diopsídio-anfibólio, ao Na-plagioclásio, à microclina e à flogopita/biotita), além da presença de zonas subsidiárias que concentram outros minerais de origem hidrotermal. Amostras de mão e testemunhos de sondagem representativas destas cinco categorias de litotipos hidrotermalmente alterados estão expostas na Fotografia 24. A não ser pela alteração à microclina e dos veios de quartzo, com ocorrência também documentada fora das minas, é possível observar exposições com as alterações categorizadas no presente estudo (Fotografia 25).

O estabelecimento das relações temporais entre os variados tipos de metassomatismo sumarizados é, por vezes, dificultado pela falta de sobreposição espacial efetiva entre certos de tipo de alteração. De modo sumário, a alteração rica em cálcio (diopsídio-anfibólio), observada massivamente nas Mina Caraíba, e menos expressivamente nas demais, é considerada com a pioneira do sistema, pois sobrepõe apenas rochas máfico-ultramáficas inalteradas. Relações clara de truncamento de flogopita e calcita e podem ser observadas em amostras de diopsídio metassomatitos.

A alteração rica em plagioclásio é considerada com tendo se processado concomitantemente a tardiamente à alteração rica em diopsídio-anfibólio, visto que também é truncada por zonas alteradas à flogopita/biotita. A mais representativa volumetricamente e espacialmente, a alteração à microclina sobrepõe a alteração diopsídio e, especialmente associada a concentrações de magnetita e flogopita é considerada como posterior à alteração ao plagioclásio.

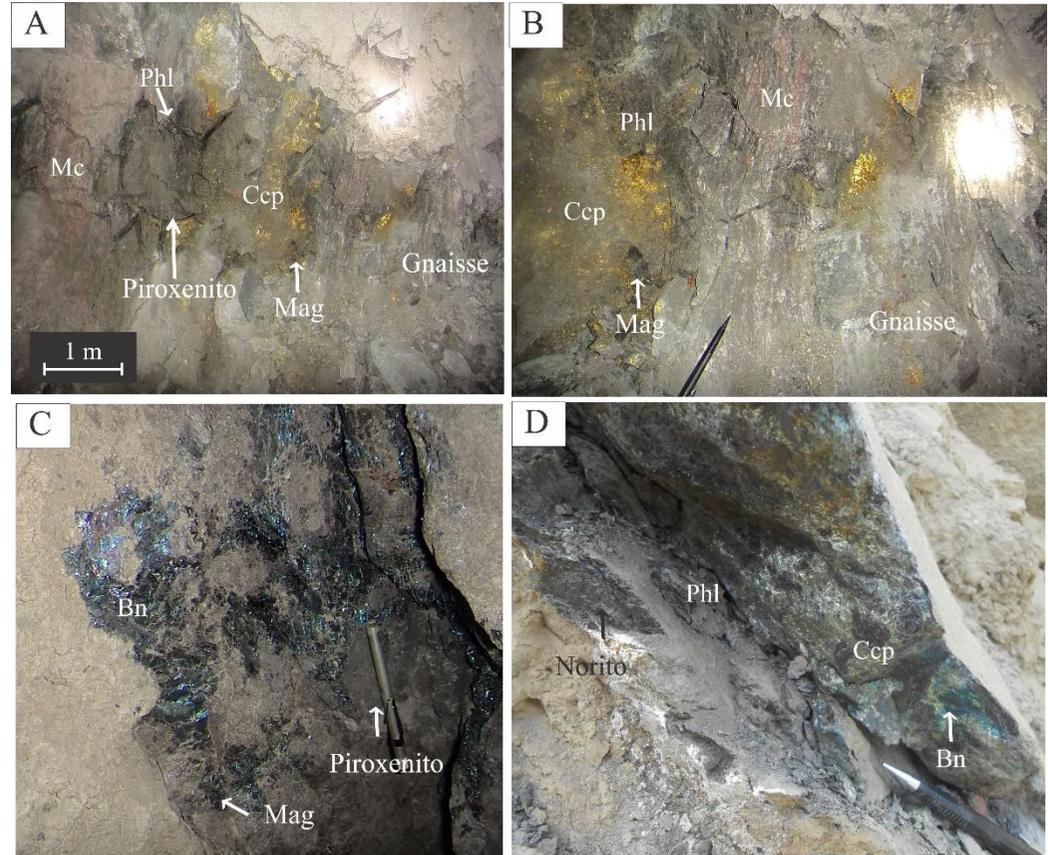
Halos de alteração ricos em flogopita e magnetita (e quartzo, por vezes) possuem a relação mais estreita com zonas de minério hidrotermal nas minas do Vale do Curaçá. Dentre as alterações mais representativas do estágio de mineralização principal, é considerada como a mais tardia do sistema, de acordo com relações de sobreposição. Outras alterações, geralmente ligadas à minerais da fácies xisto verde, com restrita remobilização tardia de sulfetos de cobre, caracterizam, de fato, os últimos fluidos a atuarem na região. A seguir, são detalhados os aspectos petrográficos e geoquímicos de cada um destes grupos.

Fotografia 22: Aspectos macroscópicos das mineralizações do Vale do Curaçá. (A) Em veios e bolsões; (B) Brechas; (C) Fissural (preenchimento de fraturas).



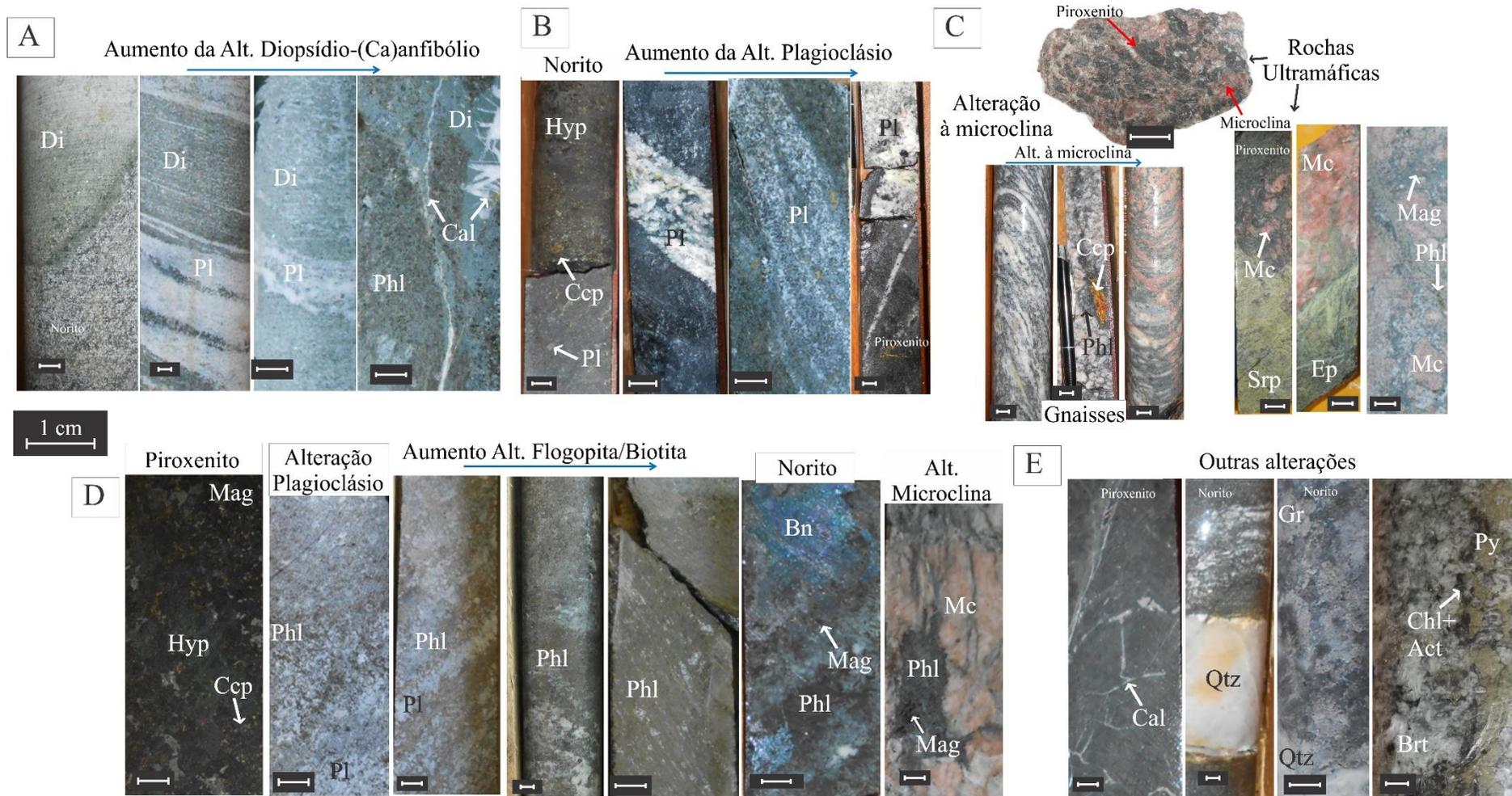
Fonte: autor. Abreviações – Qtz: quartzo; Mag: magnetita; Phl: flogopita.

Fotografia 23: Afloramentos com mineralizações cupríferas do Vale do Curaçá. (A) Piroxenito alterado a flogopita e microclina, com bolsões de calcopirita e magnetita na mina subterrânea da Caraíba; (B) detalhe da foto de (A); (C) Bolsão de bornita e magnetita com *pod* de piroxenito na mina Subterrânea (Caraíba); (D) Flogopitito com sulfetos em zona de cisalhamento em contato com norito (Mina Surubim).



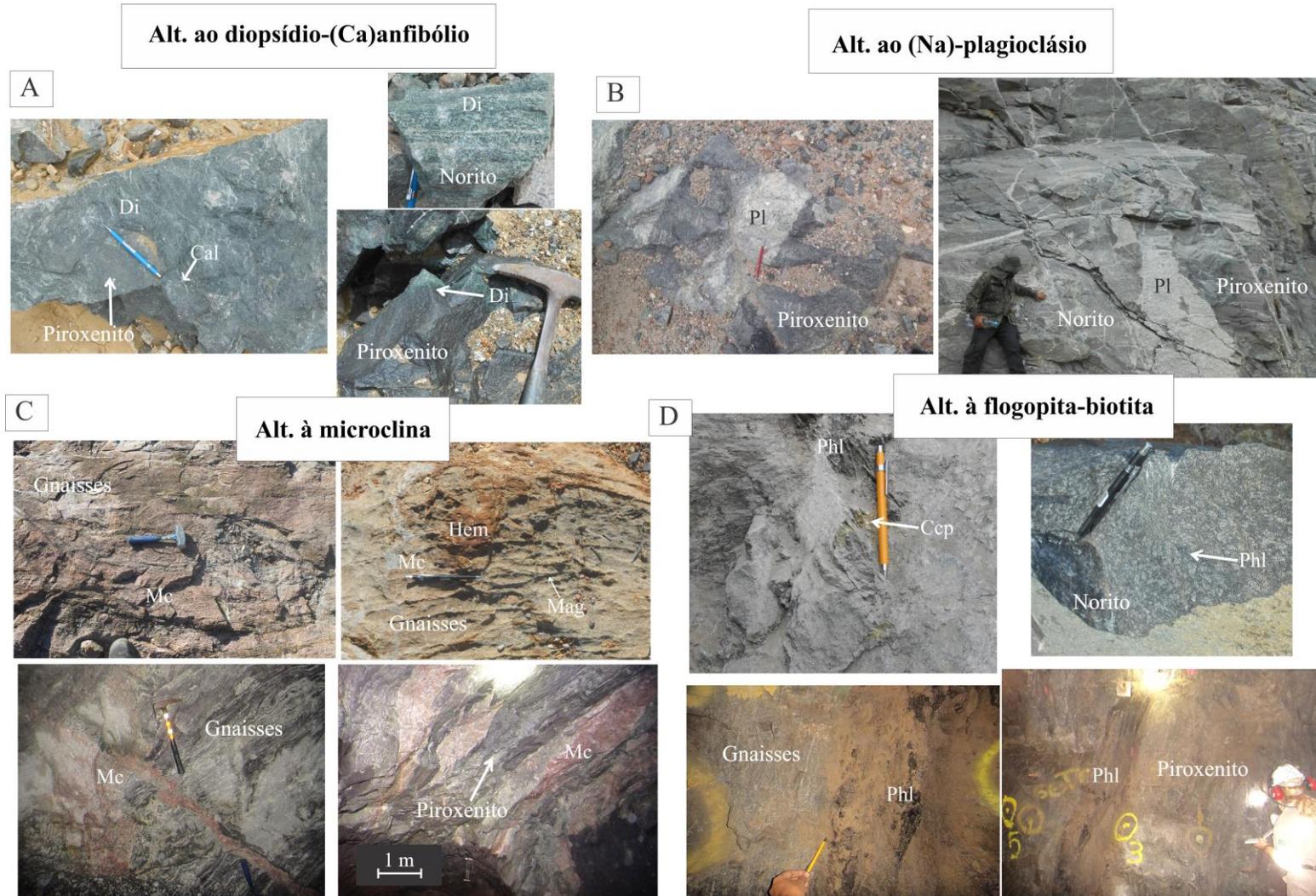
Fonte: autor. Abreviações – Mc: microclina; Phl: flogopita; Ccp: calcopirita; Mag: magnetita; Bn: bornita.

Fotografia 24: Aspectos macroscópicos dos diferentes tipos de alteração observadas nos depósitos do Vale do Curaçá. (A) Alteração ao diopsídio-anfibólio; (B) Alteração à plagioclásio; (C) Alteração à microclina (K-feldspato); (D) Alteração à flogopita/biotita; (E) Outras alterações.



Fonte: autor. Abreviações – Di: diopsídio; Pl: plagioclásio; Cal: calcita; Phl: flogopita; Hyp: hiperstênio; Ccp: calcopirita; Mc: microclina; Srp: serpentina; Ep: epídoto; Mag: magnetita;

Fotografia 25: Afloramentos com registro das alterações hidrotermais do Vale do Curaçá. (A) Alteração ao diopsídio-anfibólio; (B) Alteração ao plagioclásio; (C) Alteração à microclina; (D) Alteração à flogopita-biotita.



Fonte: autor. Abreviações – Di: diopsídio; Cal: calcita; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Hem: hematita; Mag: magnetita; Phl: flogopita; Ccp: calcopirita

V.1.1 Alteração ao diopsídio-(Ca) hornblenda ± plagioclásio

Em contato difuso, gradativo (localmente brusco) com piroxenitos e noritos, os hornblenda diopsídio metassomatitos são a expressão máxima desta transformação metassomática. Exibem textura granoblástica granular marcada por cristais subidioblásticos a xenoblásticos de diopsídio, plagioclásio (labradorita a bywtonita) e hornblenda (Fotomicrografia 3a e b).

A presença de calcita nos interstícios dos clinopiroxênios, e em vênulas, é uma feição comum nas zonas de alteração ricas em minerais cálcicos (Fotomicrografia 3c). Calcopirita é raramente descrita nestes litotipos, que apresentam pirrotita e pirita como principais fases sulfetadas (Fotomicrografia 3d), por vezes acompanhadas de magnetita. Próximos aos contatos de porções alteradas à flogopita, é possível notar acúmulo de quartzo, além de transformação em flogopita de relictos de hiperstênio e diopsídios (Fotomicrografia 3e). A transformação de minerais máficos em micas ferro-magnesianas foi constatada, da mesma forma, na sobreposição da alteração ao diopsídio-anfibólio pela alteração à microclina (Fotomicrografia 3f).

V.1.2 Alteração ao (Na) plagioclásio ± apatita ± (Fe) hornblenda

Majoritariamente dominadas por plagioclásio com tendências sódicas (andesina, localmente albita) e quartzo, estas zonas de alteração predominam em contatos bruscos com as rochas máfico-ultramáficas hospedeiras das mineralizações. A substituição de hiperstênio magmático-metamórfico pode ser observada, em lâmina, através de contatos irregulares e embaiados, também associada à flogopita que, entretanto, aparenta ser tardia (Fotomicrografia 4a). Minerais opacos são raros nos litotipos alterados ao plagioclásio, nos quais a magnetita é a mais frequente, principalmente relacionada a minerais de alteração tardios (como epídoto, actinolita e clorita; Fotomicrografia 4b)

A presença de granadas (almandina e grossulária) é descrita localmente, ao passo que cristais com dimensões milimétricas de apatita são uma importante característica desta alteração. Por vezes, é possível observar plagioclásio rico em inclusões de apatita truncando hiperstênio e plagioclásio (sem inclusões), evidenciando as duas gerações de feldspato (Fotomicrografia 4c). As apatitas são, igualmente, observadas em vênulas de quartzo, por vezes associados à clorita (Fotomicrografia 4d).

Dominantemente, a flogopita é considerada tardia aos plagioclásios produzidos pela alteração hidrotermal, em muitos locais observada penetrando nas clivagens dos feldspatos (Fotomicrografia 4e). A hornblenda é, da mesma forma, documentada em contatos embaiados com os plagioclásios em porções ricas em magnetita (Fotomicrografia 4f).

V.1.3 Alteração à microclina

As zonas de alteração à microclina fazem contato gradativo com os gnaisses encaixantes e com os corpos máfico-ultramáficos, nestes últimos exibindo a formação de minerais intermediários (flogopita, clorita, serpentina, epídoto). A presença de flogopita, por vezes, observada associada a relictos de hiperstênio, é documentada em halos de alteração a quartzo e microclina sobre piroxenitos e noritos (Fotomicrografia 5a). Da mesma forma, minerais tardios, sob a forma de vênulas são observados (Fotomicrografia 5b).

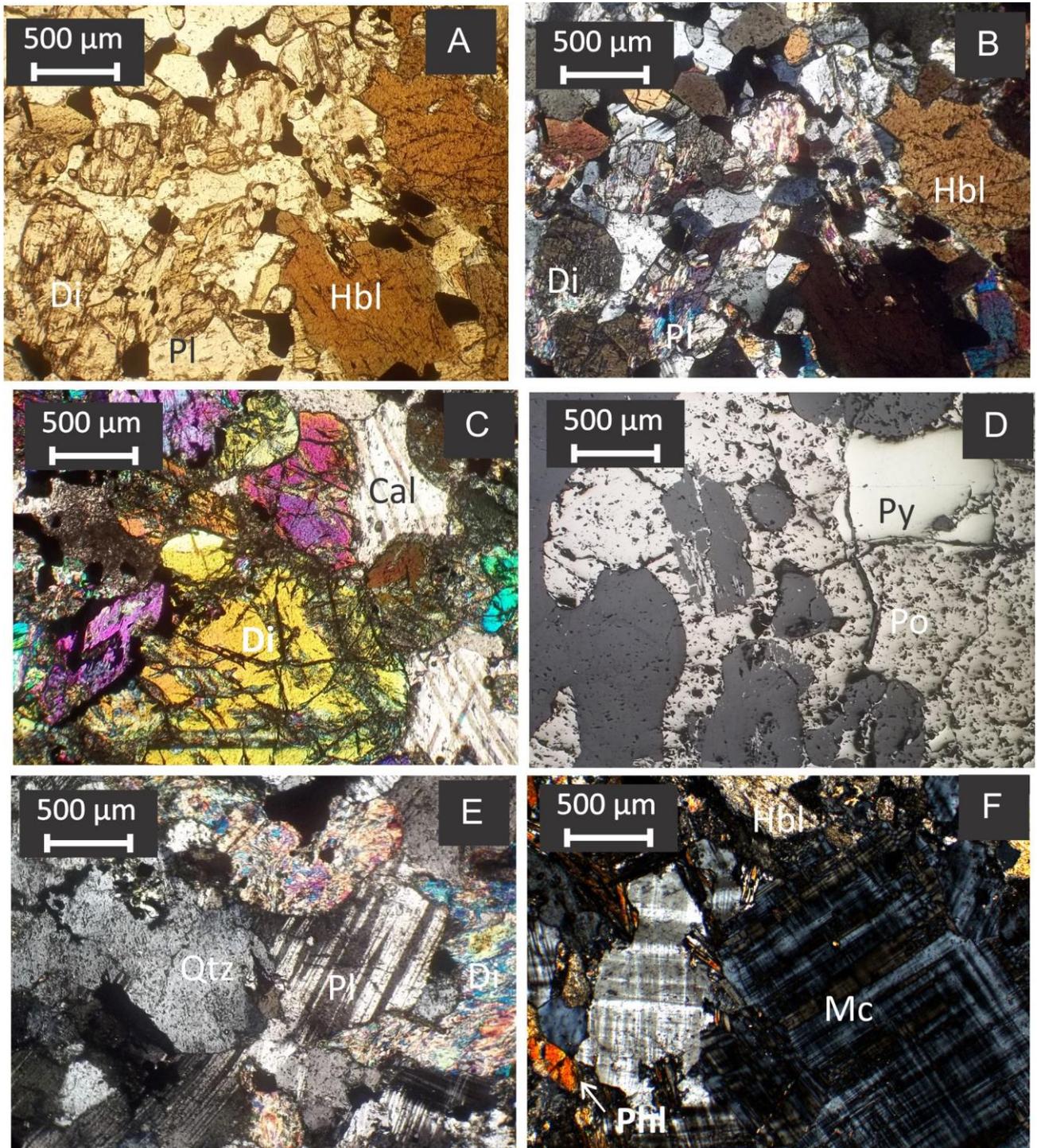
Estes litotipos exibem, também, plagioclásio (andesina) e textura mirmequítica, por vezes sericitizada (Fotomicrografia 5c). O principal mineral opaco observado é a magnetita, localmente acumulada em porções truncadas por minerais tardios, como clorita e epídoto (Fotomicrografia 5d). A presença de sulfetos (calcopirita, bornita e pirita) é restrita e locais ricos em flogopita, oriundos do contato com os litotipos máfico-ultramáficos (Fotomicrografia 5e e f).

V.1.4 Alteração à flogopita-biotita

Em contato difuso e em veios, amplamente relacionada a alteração pervasiva, as zonas de alteração à flogopita-biotita predominam nas vizinhanças de piroxenitos, secundariamente noritos e raramente truncando os gnaisses encaixantes. Esta categoria é que possui relação mais íntima com as mineralizações hidrotermais de Cu do Vale do Curaçá. Mesmo em rochas ultramáficas menos alteradas, a presença de flogopita nas proximidades de bolsões e veios de calcopirita, bornita e magnetita é indispensável (Fotomicrografia 6a e b).

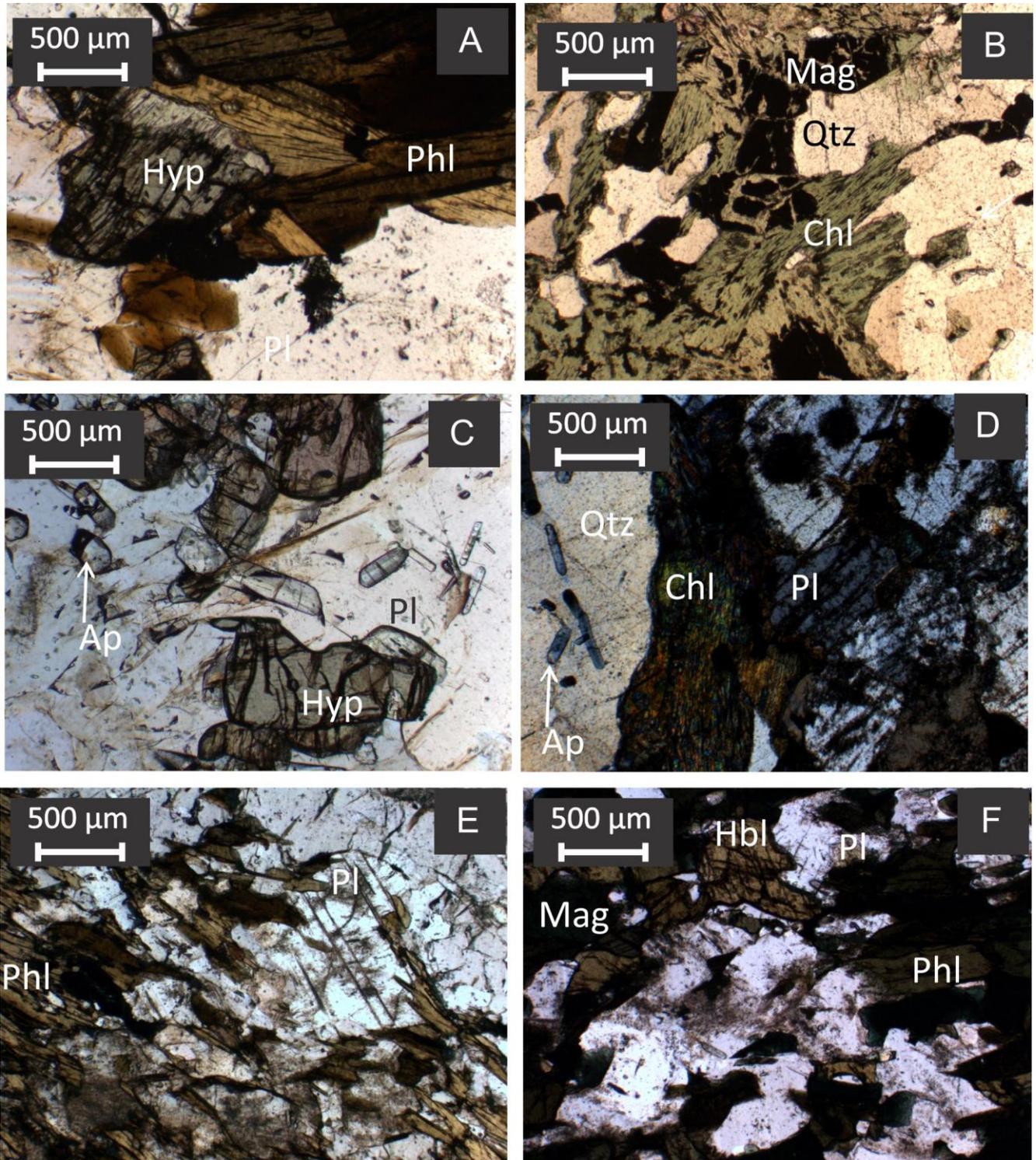
Por vezes associada a granada, a flogopita substitui cristais de hiperstênio e plagioclásio da paragênese magmática-metamórfica (Fotomicrografia 6c). É frequente a substituição das micas por clorita (Fotomicrografia 6d). Embora a maioria das amostras analisadas exibam textura granoblástica decussada, em zonas de cisalhamento nota-se a orientação das micas (textura lepidoblástica a milonítica), acompanhantes pelos sulfetos e magnetita (Fotomicrografia 6e e f).

Fotomicrografia 3: Aspectos microscópicos da alteração ao diopsídio-anfibólio. (A) Contato entre diopsídio, plagioclásio e hornblenda (LP); (B) mesmo campo de “A” em nicóis cruzados; (C) Diopsídio e calcita em diopsídio metassomatito (NC); (D) Pirita e pirrotita em plagioclásio hornblenda metassomatito (LR); (E) Diopsídio flogopitizado em contato com quartzo e plagioclásio (NC); (F) Microclina e flogopita em contato com hornblenda alterada (NC).



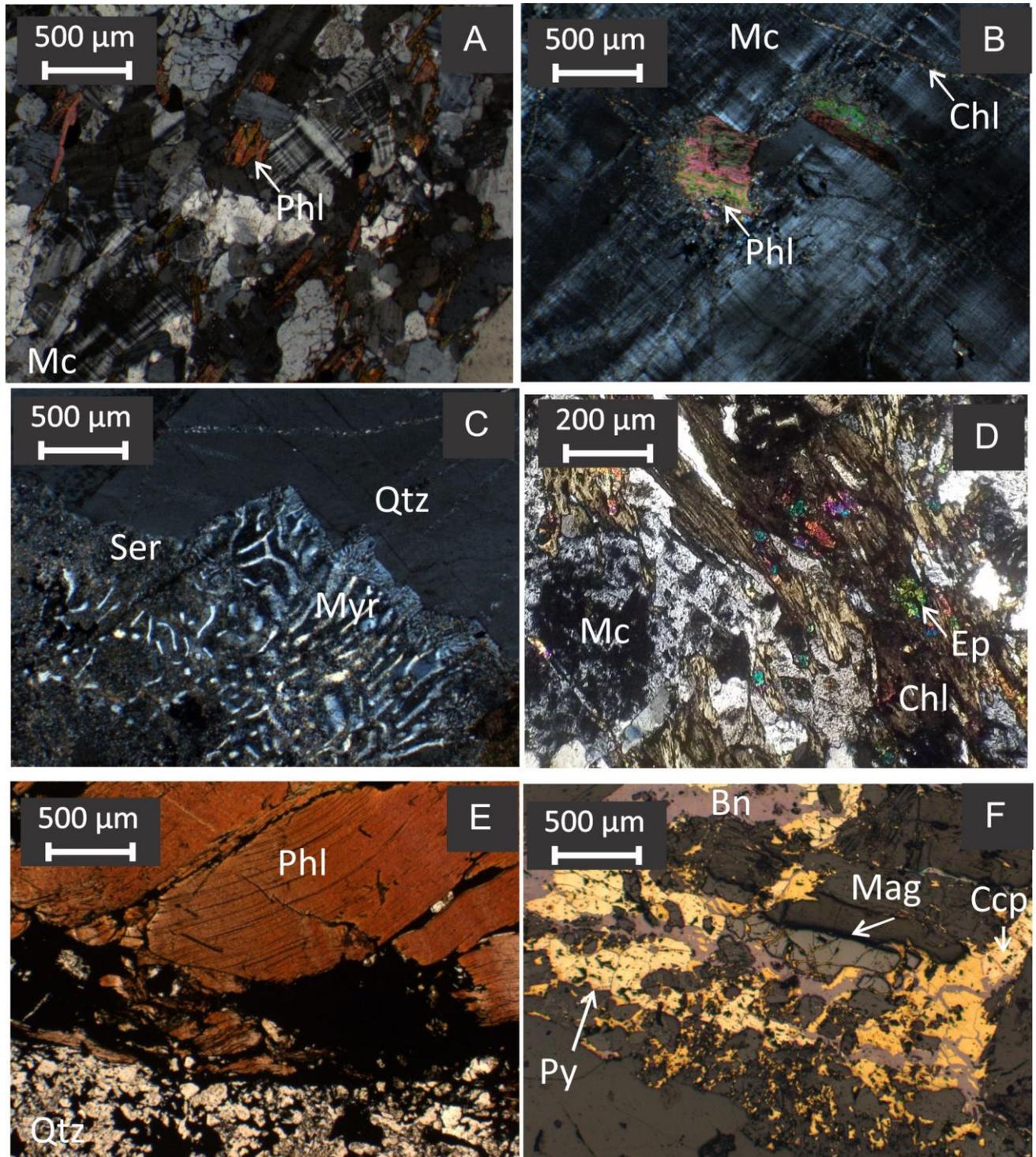
Fonte: autor. Abreviações – LP: Luz Planopolarizada; NC: Nicóis Cruzadas; LR: Luz Refletida; Di: diopsídio; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Cal: calcita; Py: pirita; Po: pirrotita; Qtz: quartzo; Mc: microclina; Phl: flogopita.

Fotomicrografia 4: Alteração ao plagioclásio observada sob o microscópio. (A) Plagioclásio em contato embaiado com flogopita e hiperstênio em norito alterado (LP); (B) Associação entre clorita, magnetita e quartzo em andesina metassomatito (LP); (C) Plagioclásio associado a apatita intrudindo paragênese de metanorito (LP); (D) Veio de quartzo-apatita e clorita em contato com plagioclásio alterado (NC); (E) Flogopita acumulada nos contatos e nas clivagens de cristal de plagioclásio alterado (LP); (F) Plagioclásio associado a hornblenda e magnetita em hornblenda andesina metassomatito (LP).



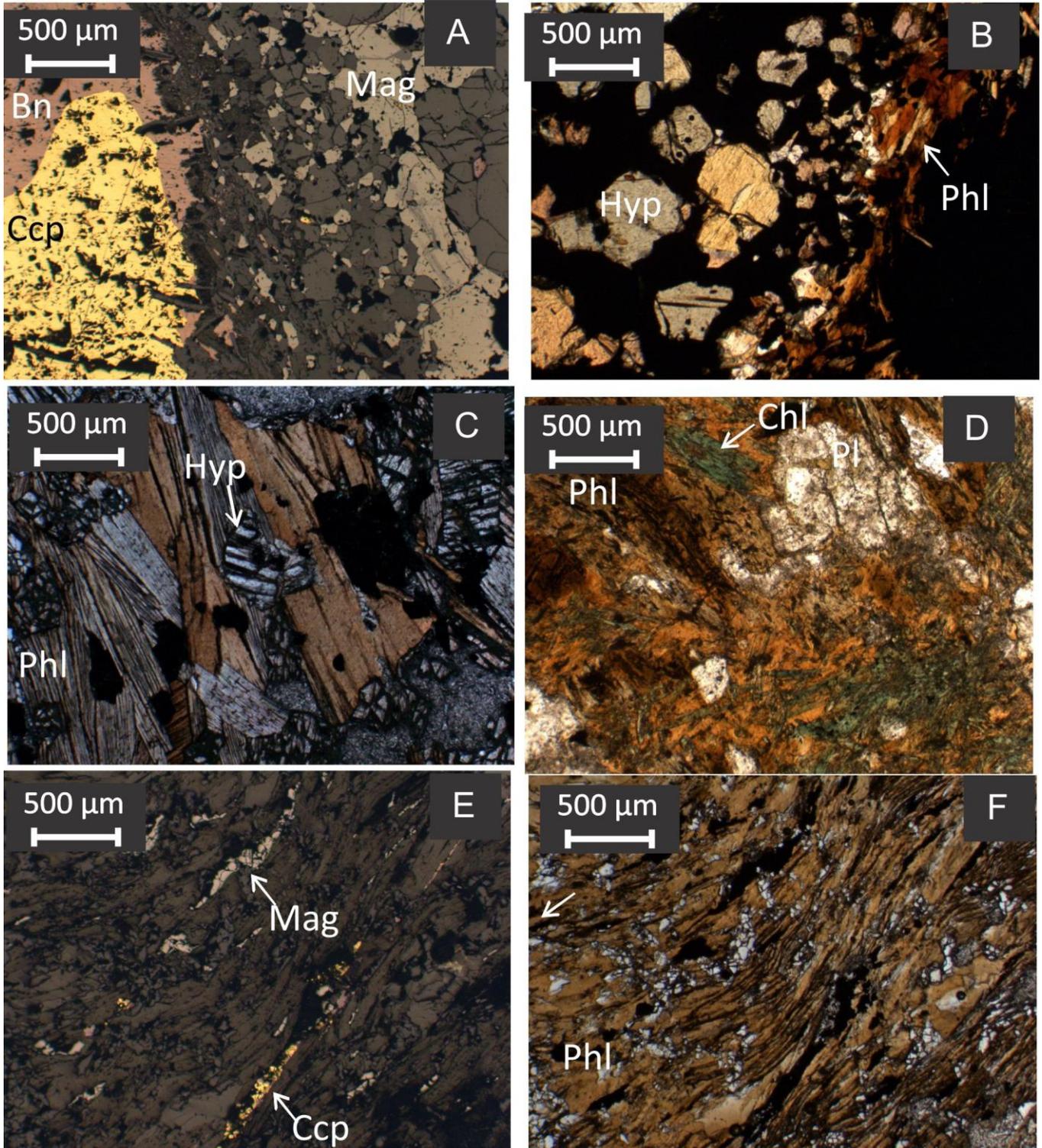
Fonte: autor. Abreviações – LP: Luz Planopolarizada; NC: Nicóis Cruzados; Hyp: hiperstênio; Phl: flogopita; Pl: plagioclásio; Ap: apatita; Qtz: quartzo; Chl: clorita; Hbl: hornblenda; Mag: magnetita.

Fotomicrografia 5: Aspectos microscópicos de litotipos do Vale do Curaçá alterados à microclina. (A) Flogopita relictos nos interstícios de microclina metassomatito (NC); (B) Flogopita e clorita em vênulas tardias à microclina (NC); (C) Contato entre quartzo, truncado por vênulas, com mirmequita sericitizada (NC); (D) *Shear-band* com clorita e epidoto truncando matriz de quartzo e microclina (NC); (E) Contato entre zona rica em flogopita e quartzo cataclasado em quartzo microclina metassomatito (LP); (F) Calcopirita, bornita, pirita e magnetita associadas à vênulas de flogopita truncando microclina (LR).



Fonte: autor. Abreviações – NC: Nicóis Cruzados; LP: Luz Planopolarizada; LR: Luz Refletida; Mc: microclina; Phl: flogopita; Chl: clorita; Ser: sericita; Qtz: quartzo; Myr: mirmequita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Py: pirita.

Fotomicrografia 6: Características microscópicas de rochas do Vale do Curaçá alteradas à flogopita-biotita. (A) Relação entre bolsão de bornita e calcopirita, com flogopita e magnetita hidrotermal (LR); (B) Contato entre zona de flogopitização com sulfetos e piroxenito menos alterado (LP); (C) Relictos de hiperstênio em flogopita metahiperstenito (LP); (D) Flogopita em contato difuso com plagioclásio alterado e clorita tardia (LP); (E) Magnetita e calcopirita orientadas paralelas a cristais de flogopita (LR); (F) Mesmo campo de “E” em luz planopolarizada.



Fonte: autor. Abreviações – LR: Luz Refletida; LP: Luz Planopolarizada; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Mag: magnetita; Phl: flogopita; Hyp: hiperstênio; Chl: clorita; Pl: plagioclásio.

V.1.5 Outras alterações

Além destas quatro categorias de alteração hidrotermal descritas, outras concentrações de minerais hidrotermais são observadas nos depósitos do Vale do Curaçá (Fotografia 24e). Halos ricos em serpentina e epidoto são comuns em zonas alteradas à microclina, assim como a presença de clorita truncando as demais alterações é descrita nos diversos depósitos.

Vênulas milimétricas de calcita, tardias às demais transformações metassomáticas, podem ser observadas truncando principalmente piroxenitos e diopsídio metassomatitos. Ao menos três gerações de quartzo hidrotermal foram documentadas por Garcia (2013). A importância da silicificação no DVC é tamanha que serrotes de veios de quartzo são mapeáveis em escala 1:100.000 (SOBRINHO et al., 2015). A presença de grafita em litotipos máfico-ultramáficos, em orto- e paragnaisses foi documentada nos depósitos na porção sul do vale (Carafba e Sussuarana), enquanto a alteração rica em barita (com clorita e actinolita) é restrita ao depósito de Vermelhos, no extremo norte da área estudada.

V.2 DADOS GEOQUÍMICOS

Visando a caracterização química dos diferentes tipos de alteração hidrotermal descritos nos depósitos do DVC, análises geoquímicas e Sm-Nd em rocha total foram interpretadas em conjunto com dados de microsonda eletrônica. A seguir são apresentados os resultados das análises de química mineral, seguidas pela litogeoquímica e os resultados Sm-Nd.

V.2.1 Microsonda Eletrônica

Garcia (2013) desenvolveu, através de análises de MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura-EDS) e microsonda eletrônica, um detalhado estudo da química mineral das diferentes fácies de alteração hidrotermal presentes nos depósitos do Vale do Curaçá. O presente estudo performou análises de microsonda eletrônica em micas (adicionais à de GARCIA, op. cit.) e apatitas, ainda não caracterizadas no DVC. A relação completa destas análises encontra-se no Apêndice E.

Micas de amostra de norito da Mina Surubim e de granito da Mina Caraíba tiveram suas proporções de óxidos medidas e catiônicas calculadas (Tabela 4).

Tabela 4: Resultados analíticos de microsonda eletrônica para micas do Vale do Curaçá.

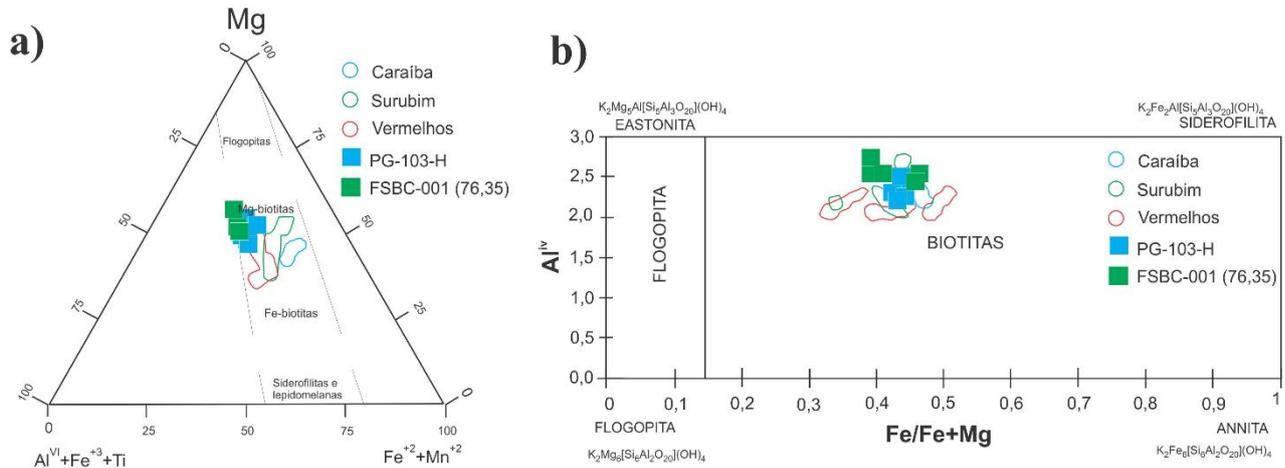
Amostra	FSBC-001 (76,35)		PG-103-H	
	Média (N=9)	Desv.Pad	Média (N=11)	Desv.Pad
SiO ₂	35,79	0,76	35,73	0,87
Al ₂ O ₃	14,76	0,67	13,45	0,25
Na ₂ O	0,21	0,06	0,11	0,03
K ₂ O	9,13	0,59	9,30	0,36
FeO	16,13	1,66	15,43	1,20
MgO	12,37	0,40	12,89	0,84
CaO	0,04	0,05	0,02	0,03
MnO	0,10	0,05	0,23	0,05
NiO	0,08	0,08	0,03	0,04
TiO ₂	4,48	1,81	6,01	0,59
Cr ₂ O ₃	0,10	0,09	0,02	0,04
V ₂ O ₃	0,18	0,08	0,09	0,03
F	0,36	0,09	0,32	0,09
Cl	0,06	0,03	0,11	0,02
Total	93,62	1,63	93,60	1,88
Cátions na base 22(O)				
Si	5,51	0,15	5,50	0,04
Al ^{iv}	2,68	0,07	2,44	0,03
Al ^{vi}	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,02	0,03	0,01
K	1,79	0,09	1,83	0,05
Fe ²⁺	2,08	0,25	1,99	0,17
Fe ^{3+*}	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,84	0,07	2,96	0,17
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,03	0,01
Ni	0,01	0,01	0,00	0,01
Ti	0,52	0,21	0,70	0,06
Cr	0,02	0,01	0,00	0,01
V	0,02	0,01	0,01	0,00
Σ Cátions	15,54	0,08	15,50	0,06
Mg/(Mg+Fe)	0,58	0,03	0,60	0,03

Fonte: autor.

Os cálculos para as proporções catiônicas foram conduzidos segundo as orientações de Deer et al. (1992), considerando uma base de 22 oxigênios. O Al^{vi} foi estimado com base no preenchimento do sítio Y, e o Fe³⁺ calculado segundo o balanço de cargas. Como o sítio Y apresentou-se preenchido e o balanço de cargas foi igual ou (levemente) superior a 44, estes cátions foram considerados como zero. Os resultados dos cálculos de proporção catiônica foram

plotados em diagramas de classificação propostos por Foster (1960) e Deer et al. (1978), relacionados na Figura 50.

Figura 50: Diagramas de classificação de micas ferromagnesianas com amostras do Vale do Curaçá, segundo Foster (1960; a) e Deer et al. (1978; b). Constam os campos das análises dos depósitos de Caraíba, Surubim e Vermelhos feitas por Garcia (2013).



Fonte: autor. Diagramas de Foster (1960) e Deer et al. (1978).

Nos gráficos foram, da mesma forma, traçados campos correspondentes às amostras de micas dos depósitos de Caraíba, Surubim e Vermelhos analisadas por Garcia (2013). No diagrama de Foster (1960), as análises da amostra de Surubim mostram maior enriquecimento em direção ao polo magnésiano, quando comparadas com os resultados de Garcia (op. cit.), enquanto as micas dos granitos sobrepõem-se, parcialmente com as amostras de Vermelhos. Existe uma coincidência com as biotitas das minas Caraíba e Surubim no diagrama de Deer et al. (1978).

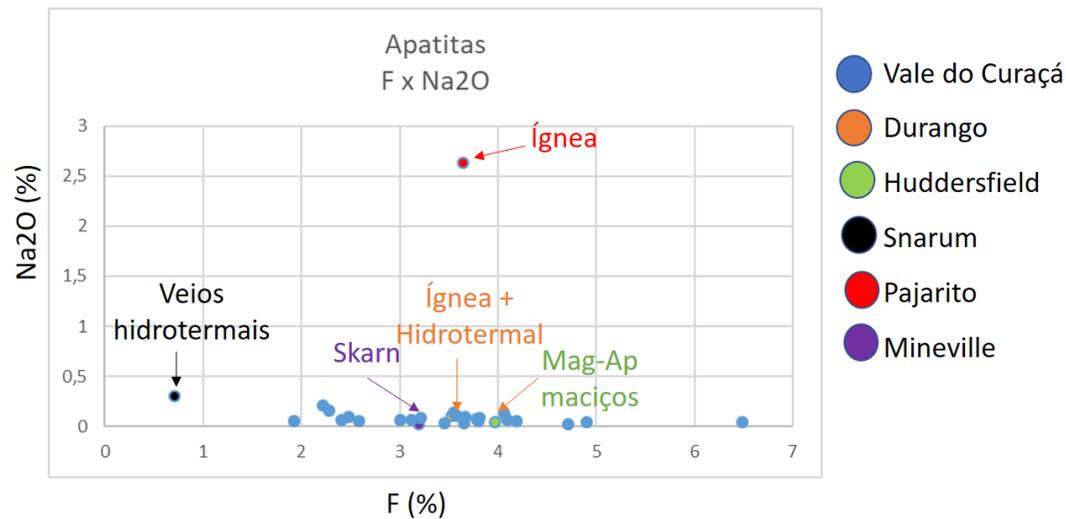
Análises de microsonda eletrônica de apatitas de piroxenitos, noritos, granito e litotipos alterados ao plagioclásio foram realizadas em amostras de diferentes depósitos do Vale do Curaçá. Os resultados da caracterização elementar das apatitas do DVC estão relacionados na Tabela 5. Visando à compreensão da gênese destes fosfatos, de acordo com seus elementos menores, as apatitas do Vale do Curaçá tiveram seus teores de F e Na₂O comparados a análises destes minerais representativas de processos diversos, relacionadas por Roeder et al. (1987; Figura 51). Neste diagrama de classificação, proposto pelo presente estudo, é possível notar que as apatitas de origem ígnea (depósito de Pajarito) e associadas a veios hidrotermal (região de Snarum) constam em áreas distantes do gráfico. Em contraste, as amostras com influência de processos ígneos e hidrotermais (Skarn, Mineville; hidrotermal sobrepondo ígnea, Durango mine; depósitos de magnetita-apatita, Huddersfield), estão associadas a ao mesmo *trend*, com baixos valores de Na₂O. As amostras de apatita do presente estudo estão associadas à esta mesma linha de tendência.

Tabela 5: Resultados de microsonda eletrônica para apatitas do Vale do Curaçá

Amostra	%	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
FSBC-001 (76,35)	Média (N=5)	0,060	0,287	4,758	0,262	0,548	40,898	51,369	0,025	0,094	0,029	0,036	0,593	0,023	0,023	0,072	97,052
	Desv.Pad	0,032	0,615	1,100	0,586	1,019	1,646	2,260	0,017	0,037	0,053	0,030	1,102	0,023	0,033	0,048	0,889
PG-103-H	N=1	0,100	0,060	3,662	0,003	0,518	39,874	50,471	0,024	0,216	0,012	0,000	0,043	0,000	0,000	0,094	93,486
FLM-41 (42,60)	Média (N=5)	0,078	0,407	3,428	0,185	0,896	41,041	52,568	0,012	0,321	0,020	0,027	0,558	0,036	0,012	0,056	98,128
	Desv.Pad	0,040	0,838	0,349	0,399	1,479	1,921	2,549	0,020	0,015	0,028	0,027	0,974	0,023	0,027	0,047	0,781
FTS-16 (203,50)	Média (N=3)	0,050	0,041	3,815	0,000	0,050	42,371	53,730	0,008	0,057	0,025	0,012	0,078	0,020	0,044	0,080	98,763
	Desv.Pad	0,012	0,009	0,369	0,000	0,040	0,414	0,334	0,006	0,017	0,028	0,021	0,033	0,035	0,040	0,021	0,806
CAR-PG-02- B	Média (N=3)	0,096	0,031	3,685	0,010	0,133	41,078	54,020	0,005	0,183	0,041	0,020	0,182	0,007	0,023	0,066	97,987
	Desv.Pad	0,028	0,013	0,428	0,009	0,010	0,517	0,450	0,008	0,029	0,036	0,035	0,062	0,012	0,040	0,022	0,818
FAS-38 (93,10)	Média (N=6)	0,108	0,118	2,317	0,066	0,301	41,951	53,248	0,017	0,090	0,031	0,002	0,218	0,011	0,023	0,063	97,564
	Desv.Pad	0,066	0,222	0,233	0,124	0,556	0,818	1,229	0,013	0,025	0,063	0,006	0,264	0,017	0,044	0,053	1,043

Fonte: autor.

Figura 51: Gráfico F por Na2O (%) para apatitas do Vale do Curaçá comparadas com análises de Roeder et al. (1987).



Fonte: autor.

V.2.2 Litogeoquímica

Análises geoquímicas em rocha total de mais de 80 rochas do Vale do Curaçá foram conduzidas, tendo como objetivo principal a caracterização litogeoquímica das alterações descritas anteriormente. Nesta seção constam apenas os gráficos, ao passo que os resultados analíticos brutos estão relacionados no Apêndice D da presente tese.

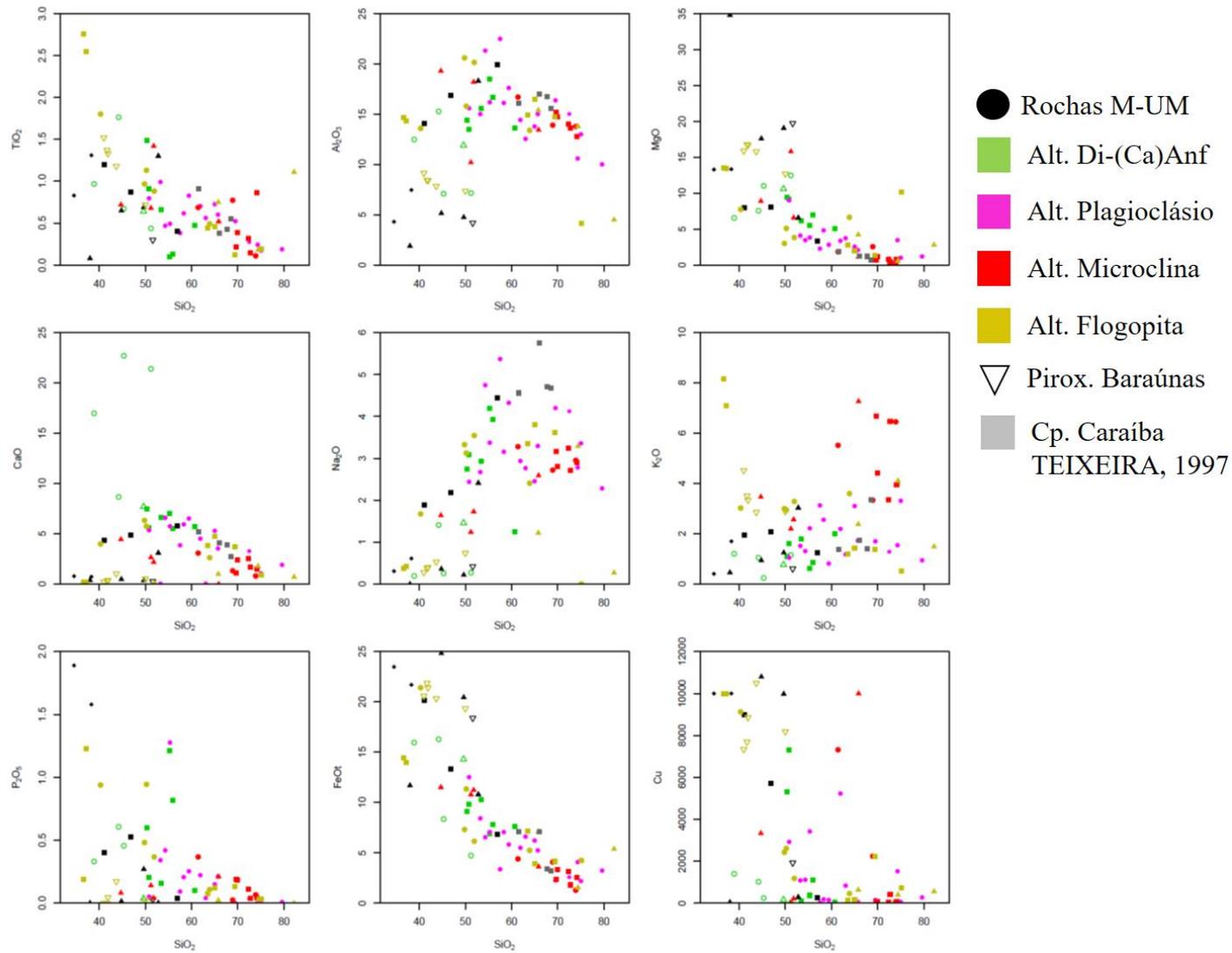
Diagramas do tipo Harker (SiO_2 versus elementos maiores e o Cu) foram plotados, visando uma disposição mais clara das características químicas de cada conjunto litológico (Figura 52). Adicionalmente estão relacionadas amostras de piroxenitos e noritos menos alterados, e amostra de gnaiss sódico do Complexo Caraíba (TEIXEIRA, 1997), a critério de comparação. Os litotipos alterados ao diopsídio-anfibólio destacam-se dos demais pelos elevados teores de CaO, que atingem até 22,7%, com teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ (até 11 contra 26,1%) e MgO (até 12,5 em relação a 19,73%) francamente menos concentrados que nos litotipos máfico-ultramáficos.

A alteração ao plagioclásio exibe substancial elevação dos teores de Na₂O e SiO₂, que podem sair de 0,31 e 34,54% em uma rocha não alterada e atingir 5,37 e 74,3%, respectivamente. Com teores de Na₂O apenas menos elevados que o gnaiss do Complexo Caraíba (TEIXEIRA, 1997). Os gnaisses alterados à microclina exibem até 6,69% de K₂O (comparado a 1,38%) e 74,1% de SiO₂ (em relação a 61,59%), diagnosticamente mais elevados que os mesmos litotipos não alterados hidrotermalmente. Rochas máfico-ultramáficas alteradas à flogopita-biotita chegam a 8,17% e K₂O (originalmente 0,41%) e 24,12% de Al₂O₃, partindo de 1,9%.

A comparação dos diagramas de Harker mostra, com alguma aproximação, linhas de tendência negativas para o TiO₂, MgO, CaO e FeO_t, enquanto teores de Al₂O₃, Na₂O e K₂O são completamente erráticos, como resultado das variadas alterações descritas. A comparação entre os teores de sílica e cobre, evidencia concentrações importantes em rochas ultramáficas sem alteração ou flogopitizadas, enquanto os litotipos silicificados exibem empobrecimento no metal.

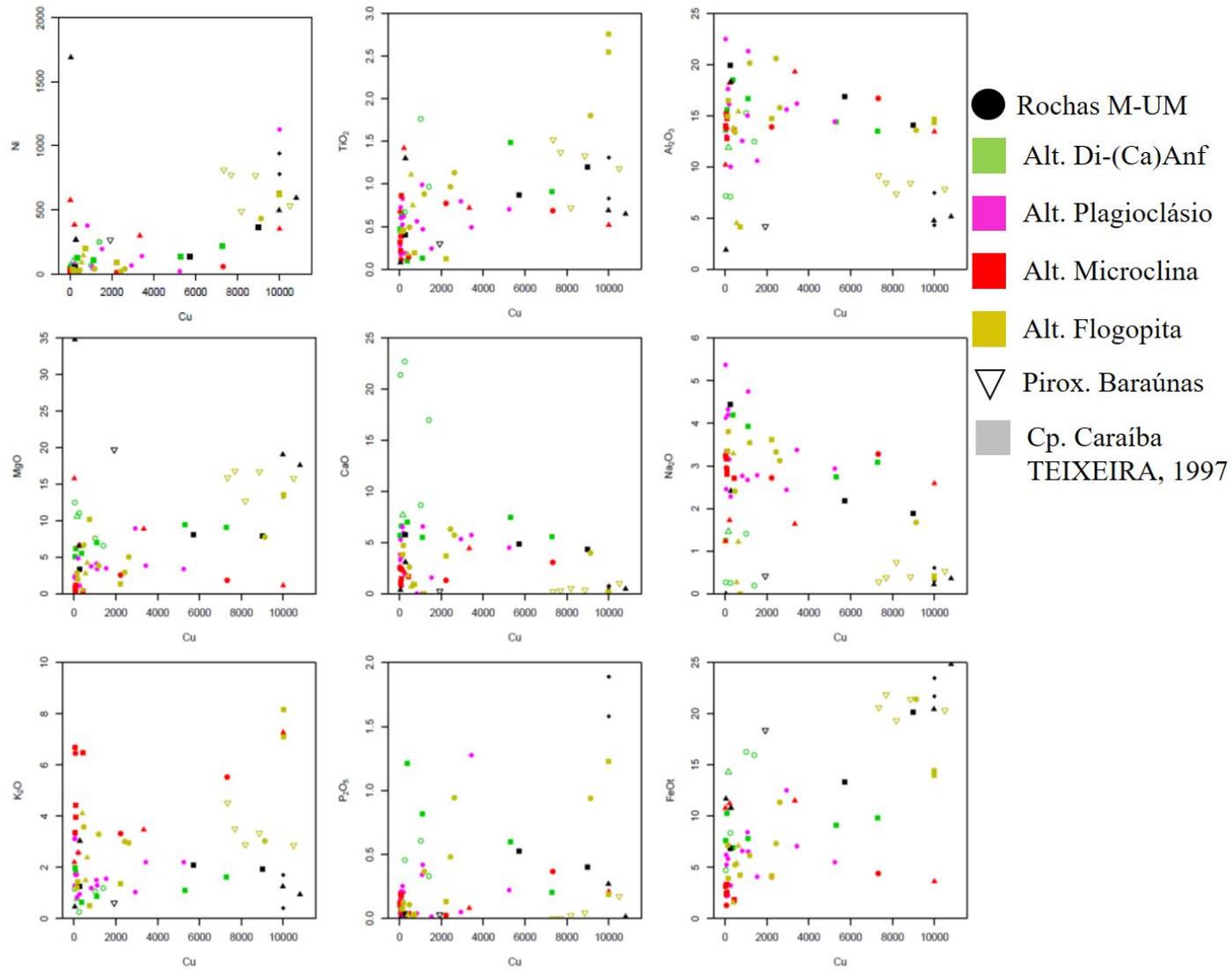
Outro conjunto de diagramas de Harker foi elaborado, contendo os teores obtidos de Cu no eixo das abscissas, e elementos maiores e o Ni nos eixos das ordenadas (Figura 53). Nota-se pouca correlação entre Ni e Cu, enquanto o FeO_t apresenta a melhor correlação com as mineralizações estudadas. Observa-se, da mesma forma correlação positiva entre o Cu e o MgO e altos teores ligados ao K₂O.

Figura 52: Diagramas do tipo Harker de sílica versus elementos maiores e Cu, para litotipos máfico-ultramáficos e diferentes tipos de alteração descritos nos depósitos do Vale do Curaçá.



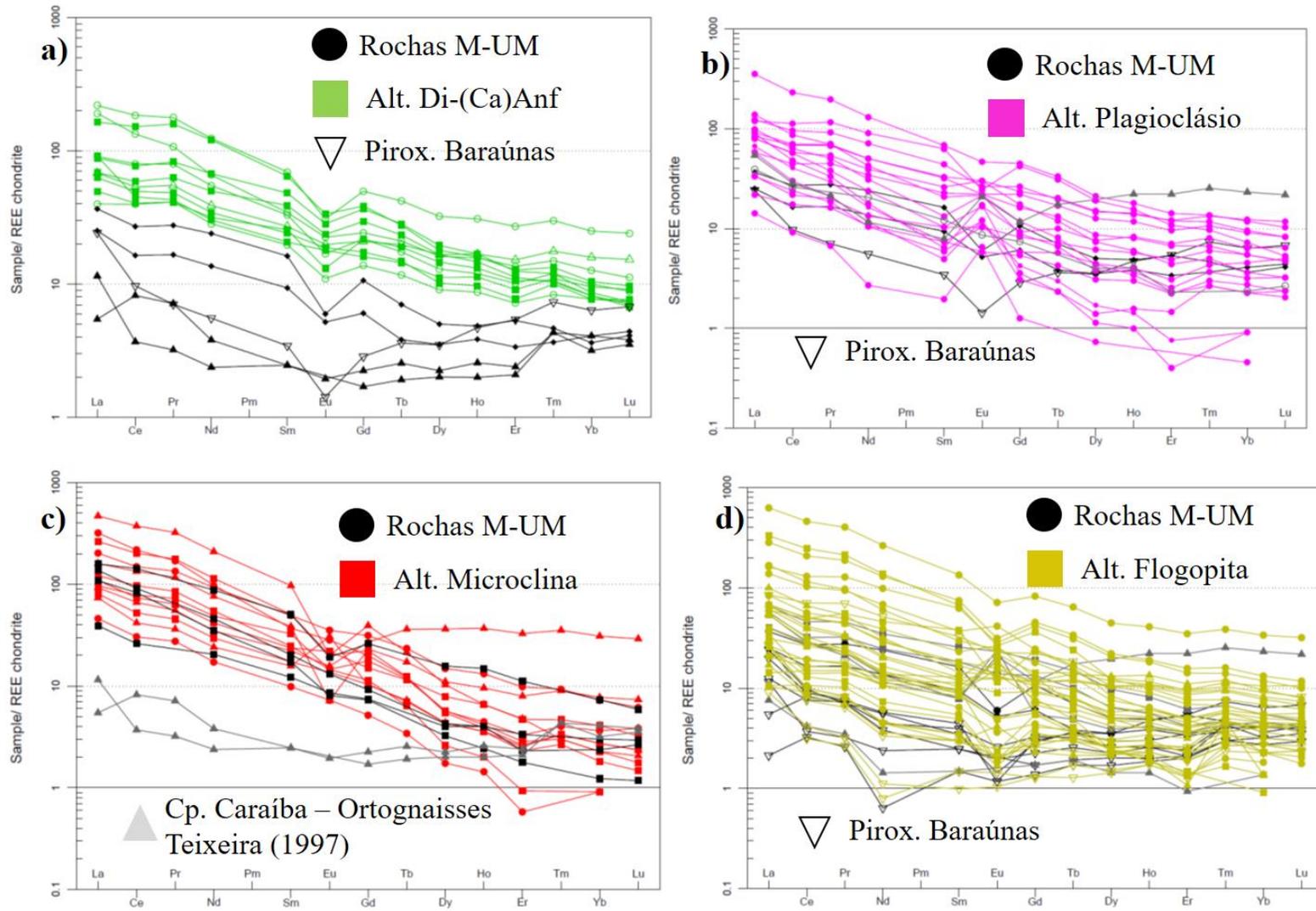
Fonte: autor. Análise de Gnaiss sódico de Teixeira (1997).

Figura 53: Diagramas tipo Harker de Cu por elementos maiores e Ni para rochas máfico-ultramáficas e diferentes tipos de alteração descritos nos depósitos do Vale do Curaçá.



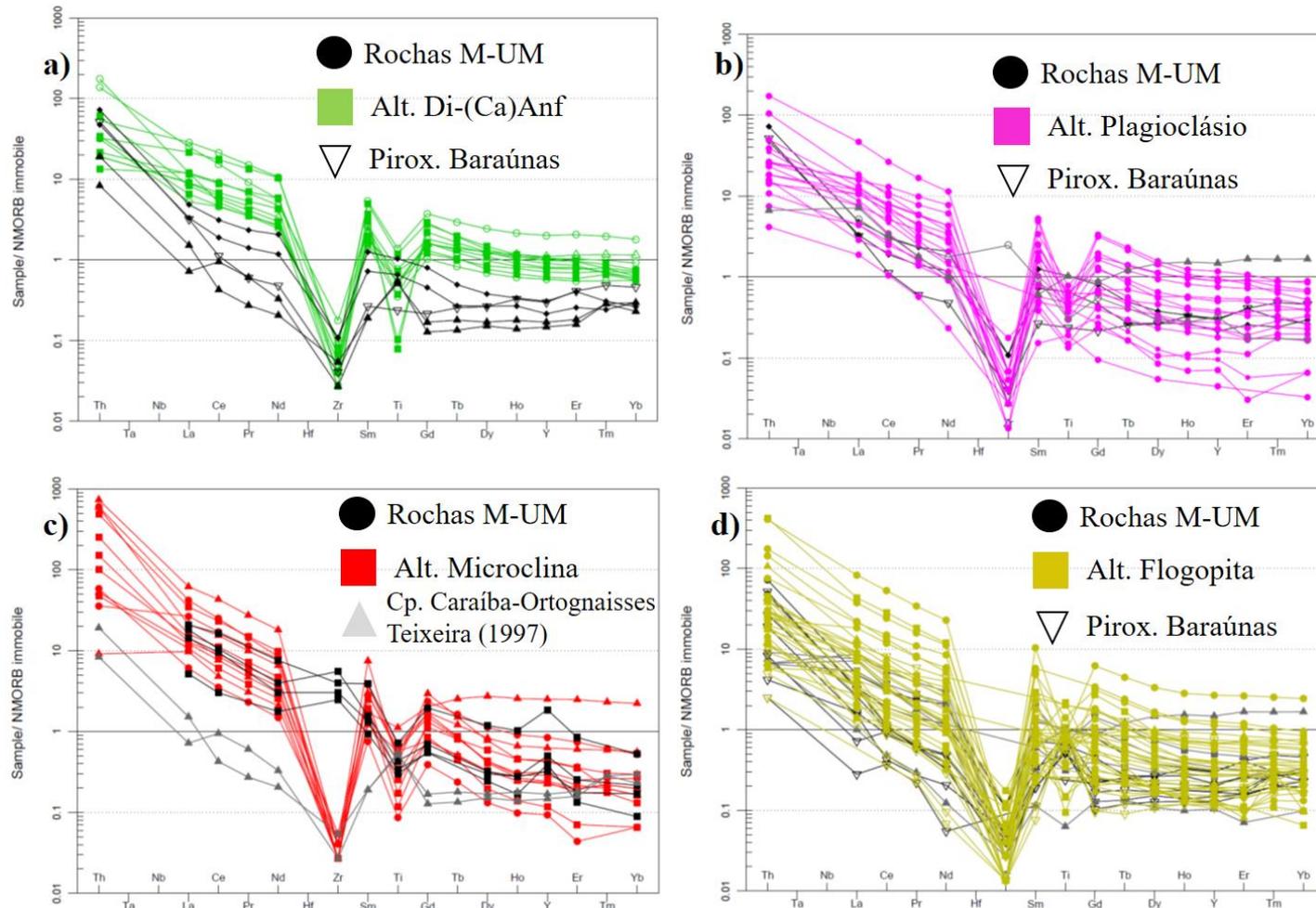
Fonte: autor. Análise de Gnaiss sódico de Teixeira (1997).

Figura 54: Diagramas de Elementos Terras Raras normalizados para condrito, segundo Nakamura (1974), para gnaisses do Complexo Caraíba (TEIXEIRA, 1997), litotipos máfico-ultramáficos e alterações observadas no Vale do Curaçá. a) alteração ao diopsídio-anfibólio; b) alteração ao plagioclásio; c) alteração à microclina; d) alteração à flogopita-biotita.



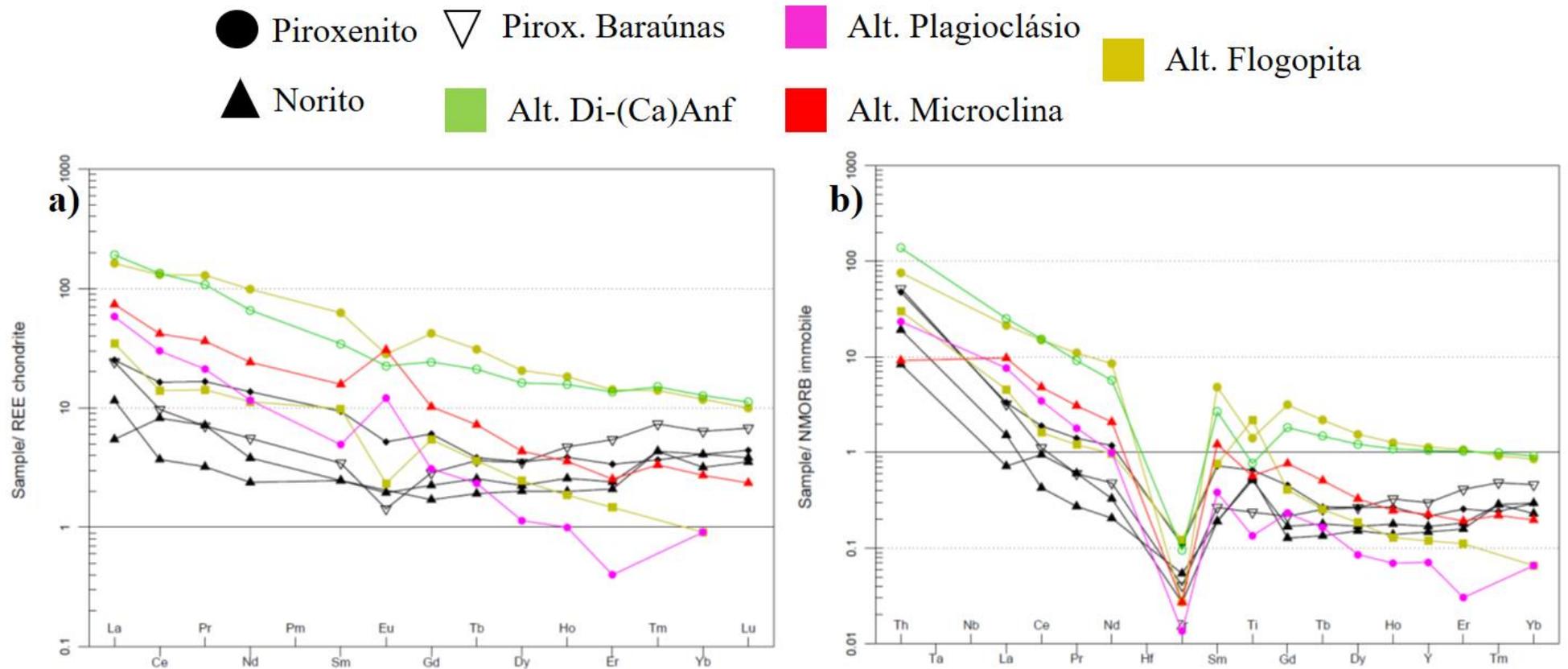
Fonte: autor. Gráfico modificado de Nakamura (1974).

Figura 55: Diagramas multielementares normalizados para N-MORB (PEARCE, 2014 modificado a partir de SUN & MCDONOUGH, 1989) ortogneisses do Complexo Caraíba (TEIXEIRA, 1997), e alterações descritas no Vale do Curaçá: a) alteração ao diopsídio-anfibólio; b) alteração ao plagioclásio; c) alteração à microclina; d) alteração à flogopita-biotita.



Fonte: autor. Gráficos de Pearce (2014), modificados a partir de Sun & McDonough (1989).

Figura 56: Comparação entre os padrões de ETR e elementos traço para alterações dos depósitos do Vale do Curaçá. a) diagrama de Elementos Terras Raras normalizado para condrito (NAKAMURA, 1974); b) diagrama multielementar para elementos imóveis normalizado para N-MORB (PEARCE, 2014, modificado a partir de SUN & MCDONOUGH, 1989)



Fonte: autor. Gráficos de Nakamura (1974; gráfico “a”) e Pearce (2014; figura “b”), modificado a partir de Sun & McDonough (1989).

Diagramas de Elementos Terras Raras (ETR, normalizados para o condrito, segundo NAKAMURA, 1974; Figura 54) e multielementares para elementos traço imóveis (normalizados para N-MORB, segundo PEARCE, 2014, modificado a partir de SUN & MCDONOUGH, 1989; Figura 55) foram gerados para amostras alteradas hidrotermalmente de diferentes depósitos do Vale do Curaçá. Padrões representativos das diferentes alterações são comparados nos diagramas da Figura 56.

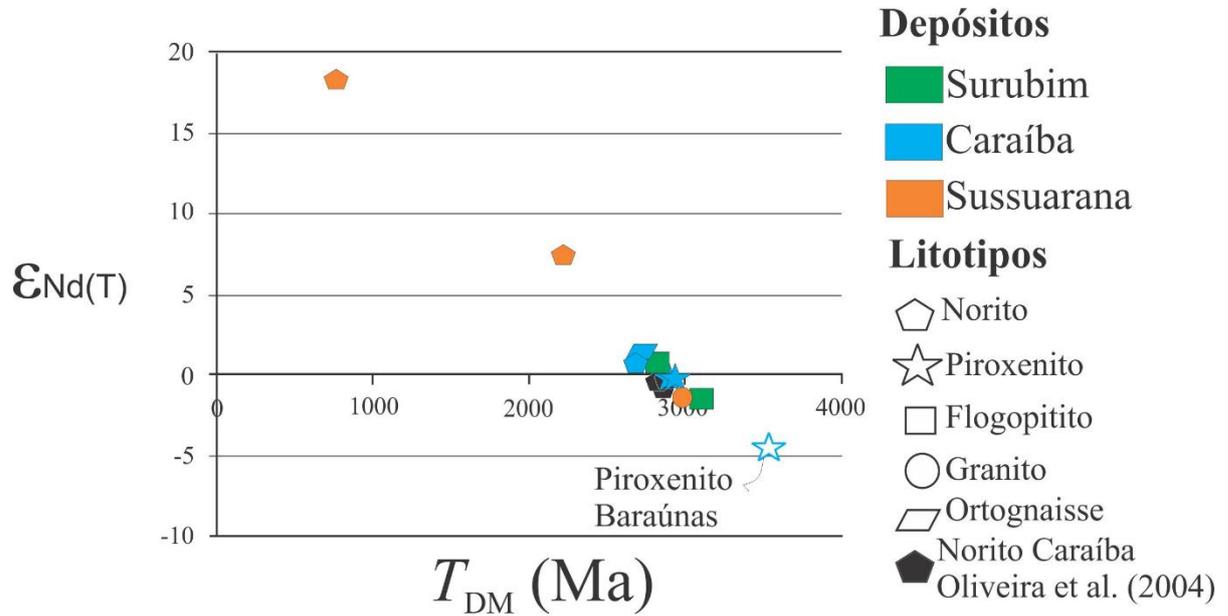
No geral, as alterações estudadas promovem o enriquecimento em ETR, especialmente os leves, porém mantendo a forma geral dos padrões dos litotipos não metassomatizados (levemente inclinados, enriquecidos em ETRL). É possível observar que as alterações ao plagioclásio e flogopita promovem os maiores enriquecimentos nestes elementos, ao passo que os litotipos alterados ao diopsídio exibem padrões similares, porém que não se sobrepõem às rochas máfico-ultramáficas. Comportamento similar pode ser relacionado aos padrões de elementos traço, enriquecidos em Th, Ta, Nb e ETRL em relação aos protólitos.

V.2.3 Dados Sm-Nd

Análises Sm-Nd em rocha total de litotipos máfico-ultramáficos mais ou menos alterados do Vale do Curaçá constam na presente seção. Estes resultados foram plotados em gráfico $\epsilon\text{Nd}(t)$ por idades Sm-Nd T_{DM} , juntamente com amostras da Mina Caraíba analisadas por Oliveira et al. (2004b; Figura 57; Tabela 6).

Na comparação entre os valores $\epsilon\text{Nd}(t)$ e as idades Sm-Nd T_{DM} obtidas em amostras do Vale do Curaçá, as rochas não mineralizadas da Caraíba (gnaisse e norito) plotam em valores positivos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ e em torno de 2.7 Ga. Amostras de piroxenito mineralizado apresentam $\epsilon\text{Nd}(t)$ negativo e idade T_{DM} em torno de 2.9 Ga. O piroxenito tardio, pouco alterado da Caraíba, apresenta T_{DM} em torno de 3.5 Ga, e valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -4.53. Granito de Sussuarana e Flogpitito de Surubim plotam em similares valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-1.36 e -1.45) e idades T_{DM} em torno de 2.9 e 3.0 Ga. Duas amostras de norito alterado à biotita de Sussuarana destoaram das demais, resultando em T_{DM} 2215 Ma e $\epsilon\text{Nd}(t)$ +7.44 e T_{DM} 769 Ma e $\epsilon\text{Nd}(t)$ +18.24.

Figura 57: Comparação $\epsilon_{Nd}(t)$ versus idade TDM para litotipos das minas Caraíba, Sussuarana e Surubim. Análises de Norito de Oliveira (2004b) plotada como referência.



Fonte: autor.

Tabela 6: Dados isotópicos Sm-Nd para amostras do Vale do Curaçá.

Amostra	Litotipo	T_{DM}	$\epsilon Nd(t)$
CAR-PG-01-A	gnaisse	2712	0,98
CAR-PG-01-B	gabronorito	2703	0,76
CAR-PG-02-B	piroxenito silicificado mineralizado	2928	-0,24
CAR-PG-03-A	piroxenito Baraúnas	3533	-4,53
CAR-PG-04-A	piroxenito mineralizado	2889	-0,28
MS-02-A	flogopitito mineralizado	3092	-1,45
MS-03-A	flogopitito mineralizado	2792	0,66
FAS-38(100.93)	norito flogopitizado mineralizado	2215	7,44
FAS-38(148.35)	granitoide com veio qz+fd	2993	-1,36
FAS-44(42.32)	norito flogopitizado mineralizado	769	18,24
380-2A	norito Caraíba (OLIVEIRA et al., 2004b)	2850	-0,92
380-2C	norito Caraíba (OLIVEIRA et al., 2004b)	2860	-1,00
365N-8A	norito Caraíba (OLIVEIRA et al., 2004b)	2820	-0,30

Fonte: autor. Dados adicionais de Oliveira et al. (2004b).

V.3 CONCLUSÕES PARCIAIS

De acordo com as observações em campo, frentes de lavra e testemunhos de sondagem aliados à novas análises litogeoquímicas, de microsonda eletrônica e isótopos Sm-

Nd, alguns pontos principais sobre o sistema de fluidos do Vale do Curaçá podem ser relacionados. Quatro principais grupos de alterações hidrotermais foram categorizados, por ordem genética (segundo o princípio do truncamento): (i) diopsídio-(Ca)anfibólio; (ii) (Na) plagioclásio-apatita; (iii) à microclina; (iv) à flogopita-biotita. A alteração à microclina, responsável por elevar teores de K₂O e SiO₂ está distribuída ao longo de todo o vale, inclusive fora das minas. Pode-se relacionar a alteração à flogopita-biotita às zonas de mineralização hidrotermal, contendo importantes bolsões de calcopirita e bornita, associadas a magnetita.

A não observância de rochas ultramáficas empobrecidas em sulfetos nas proximidades de zonas de minério maciço, combinadas com a presença de calcopirita nos granitos pós-tectônicos (descritos no Capítulo IV) evidencia a importância deste magmatismo com a introdução de cobre no sistema hidrotermal. Resultados de microsonda eletrônica confirmam assinaturas de Mg-biotitas para as micas do DVC, obtidas por Garcia (2013). Dados inéditos de apatitas do Vale do Curaçá apresentam assinaturas de F e Na₂O que se assemelham àquelas resultantes da interação entre processos ígneos e hidrotermais, ao comparar com dados de Roeder et al. (1987).

Os resultados Sm-Nd são consistentes com os resultados de Lu-Hf (Capítulo IV), pois demonstram a importância de fontes arqueanas na gênese das rochas do Vale do Curaçá. São importantes, pois demonstram claras assinaturas distintas para rochas mineralizadas e não mineralizadas na Caraíba, da mesma forma para o Piroxenito Baraúnas. Os resultados anômalos para Sussuarana, podem ser relacionados à mobilidade dos elementos terras raras, observada nas alterações ricas em plagioclásio, comuns neste depósito.

CAPÍTULO VI

CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA DAS MINERALIZAÇÕES CUPRÍFERAS DO VALE DO CURAÇÁ

O termo isótopos estáveis refere-se a átomos que possuem mesmo número de prótons e diferentes números de nêutrons, e não decaem radioativamente para outros núclídeos. Análises de isótopos estáveis são amplamente utilizadas em diversos campos das ciências naturais incluindo arqueologia, agricultura, ecologia, medicina, microbiologia e ciências nutricionais, entre outras (HOEFS, 2004). Geólogos aplicam estes dados para resolver uma ampla gama de questões que abrangem da geologia ambiental à metalogênese, passando pela petrologia e geologia do petróleo.

Dados de isótopos estáveis inéditos para fases minerais dos depósitos do Distrito do Vale do Curaçá (DVC) são apresentados no presente capítulo. Constam resultados de $\delta^{18}\text{O}$ em diversos minerais (silicatos, óxidos e barita), análises pareadas δD e $\delta^{18}\text{O}$ em micas e $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{56}\text{Fe}$ e $\delta^{57}\text{Fe}$ em calcopiritas dos depósitos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana.

VI.1 O USO DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS NA METALOGÊNESE

Um dos mais importantes avanços recentes no campo da Geologia Econômica se deu através do uso de razões de isótopos estáveis na caracterização, interpretação e exploração de depósitos minerais hidrotermais (MISRA, 1999). Diferentes processos podem produzir razões isotópicas similares e os mesmos processos sob condições ligeiramente diferentes podem resultar em razões contrastantes. Desta forma, dados de isótopos estáveis não provém uma única resposta para um dado problema geológico (OHMOTO, 1986). Entretanto, quando integrados a estudos geológicos, mineralógicos e geoquímicos as razões de isótopos estáveis podem fornecer informações em diversos aspectos da metalogênese (OHMOTO, 1986; MISRA, 1999; HOEFS, 2004):

- (i) Temperaturas de formação de minerais de minério e de ganga (geotermometria por isótopos estáveis);
- (ii) Origem e evolução dos fluidos mineralizantes;
- (iii) Características dos fluidos, como $f\text{O}_2$, pH, razões sulfeto/sulfato, CO_2/CH_4 , entre outras;

- (iv) Fontes dos constituintes do sistema mineralizador;
- (v) Mecanismos de precipitação do minério.

As variações nas razões de isótopos estáveis na natureza são explicadas por processos referidos, em geral, como “fracionamento isotópico”. Hoefs (2004, p. 5) define: “o particionamento de isótopos entre duas substâncias ou duas fases da mesma substância com diferentes razões isotópicas é chamado de ‘fracionamento isotópico’”. O autor relaciona (i) reações de troca isotópica (distribuição isotópica em equilíbrio) e (ii) processos cinéticos, que dependem primariamente de diferenças nas taxas de reações de moléculas com isótopos distintos, como os principais fenômenos que podem produzir fracionamento isotópico. Em última instância, os comportamentos químicos ligeiramente distintos do mesmo elemento, causado pela diferença de massa, explicam as razões isotópicas nos diferentes ambientes geológicos e metalogenéticos (MISRA, 1999).

Devido à dificuldade de medir isótopos individualmente, as análises isotópicas são expressas em razões per mil (‰; MISRA, 1999). Os resultados analíticos de isótopos estáveis são representados a partir do cálculo das razões obtidas nos analitos sobre a razão do padrão. A simbologia “ δ ”, associada ao isótopo mais pesado, é utilizada para denominar este quociente. Razões positivas indicam enriquecimento no isótopo pesado e negativas no leve. No caso do enxofre, que possui os isótopos naturais ^{32}S , ^{33}S e ^{34}S (sendo o primeiro e o último os mais abundantes), a razão $\delta^{34}\text{S}$, em relação ao padrão CDT (*Canyon Diablo Troilite*) é a mais utilizada (Figura 58).

Figura 58: Cálculo da razão isotópica $\delta^{34}\text{S}$.

$$\delta^{34}\text{S} = \left[\frac{(^{34}\text{S} / ^{32}\text{S})_{\text{amostra}}}{(^{34}\text{S} / ^{32}\text{S})_{\text{CDT}}} - 1 \right] \times 10^3$$

Fonte: Garcia (2013), modificado de Misra (1999).

VI.1.1 O sistema O-H

A associação de dados isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ e δD (razão entre ^1H e ^2H) é amplamente aplicada no estudo dos depósitos hidrotermais, visando à determinação das fontes dos fluidos, visto que a água é um constituinte predominante nestes sistemas (MISRA, 1999). O oxigênio é

o elemento mais abundante na Terra e tem três isótopos estáveis (GARLICK, 1969; HOEFS, 2004): ^{16}O (99,763% das ocorrências naturais), ^{17}O (0,0375%) e ^{18}O (0,1995%). A razão $\delta^{18}\text{O}$ (entre ^{18}O e ^{16}O) é normalmente determinada por causa da maior abundância e mais ampla diferença de massa entre estes isótopos (HOEFS, 2004). Assim como a razão δD , o quociente $\delta^{18}\text{O}$ é expresso segundo padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), sendo o V-SMOW o mais utilizado (*Vienna-SMOW*). Portanto, a água do mar atual possui razões isotópicas de O e H em torno de zero.

Hunt et al. (2007) compararam valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-SMOW) de depósitos do tipo IOCG (*Iron Oxide-Copper-Gold*) classificados em três “*end-members*”: (i) magmático – associação com jazimentos do Cu-Au pórfiro; (ii) não magmático – associação com mineralizações de Cu-Co do tipo *Zambia Copper Belt*; (iii) sistema híbrido.

O depósito de Eloise (na Austrália), considerado como puramente hidrotermal-magmático apresenta assinaturas de $\delta^{18}\text{O}$ compatíveis com reservatórios magmáticos (entre +5 e +10‰; BAKER, 1998). “*End-members*” não magmáticos exibem ampla variação, sendo exemplos o também australiano Redbank (de 0 a +16‰, compatível com fluidos formacionais e metamórficos; KNUTSON et al., 1979) e o depósito de brechas nas Montanhas Werneck, no território canadense de Yukon (entre -7 a +14‰, similar a águas formacionais; HUNT et al., 2007). Os gigantes Olympic Dam (na Austrália; ORESKES & HITZMAN, 1993) e Candelaria (no Chile, MARSCHICK & FONTBOTÉ, 2001) são categorizados como sistemas híbridos e apresentam influências de fluidos magmáticos nos estágios de a mineralização principal com alteração à magnetita (entre +6 e +10‰) e influências de fluidos não-magmáticos (meteórica, água do mar ou formacional, de -5 a +5‰) nos estágios tardios e na alteração à hematita.

Até a determinação do deutério por Urey (1932), era aceita a existência de apenas um isótopo de hidrogênio. Além destes dois existe ainda um terceiro isótopo natural o trítio (número de massa 3), radioativo com meia vida de aproximadamente 12,5 anos (HOEFS, 2004). Em média 99,9844% é representada pelo prótio (^1H) e 0,0156% pelo deutério (^2D ; WAY et al., 1950). Por duas razões a geoquímica isotópica do hidrogênio é particularmente interessante: (i) o elemento é onipresente em materiais terrestres e é propenso a desempenhar um papel de protagonista em diversos processos geológicos; o H tem de longe a maior diferença de massa entre dois isótopos estáveis, conseqüentemente exibe as maiores variações nas razões isotópicas (HOEFS, op. cit.).

Normalmente utilizada em associação com $\delta^{18}\text{O}$, a razão δD está entre -50 e -110‰ para rochas ígneas e metamórficas e -30 e -150‰ para litotipos sedimentares (HOEFS, 2004).

Águas meteóricas continentais e polares tendem a se fracionar e enriquecer progressivamente em isótopos leves de H e O, quando comparadas a chuvas costeiras e equatoriais. Craig (1961) definiu a relação: $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, conhecida como “Linha Global das Águas Meteóricas”.

VI.1.2 O sistema S-Fe

Corriqueiramente utilizados em estudos metalogenéticos desde a década de 1970, são quatro os isótopos do enxofre (MACNAMARA & THODE, 1950): ^{32}S (95,02%), ^{33}S (0,75%), ^{34}S (4,21%) e ^{36}S (0,02%). A razão mais utilizada é calculada entre os isótopos mais abundantes: $\delta^{34}\text{S}$ (^{34}S e ^{32}S), entretanto análises de ^{33}S (cálculo do $\Delta^{33}\text{S}$) permitem a compreensão de processos de fracionamento independente de massa (HOEFS, 2004). No presente estudo são apresentados apenas análises da razão $\delta^{34}\text{S}$.

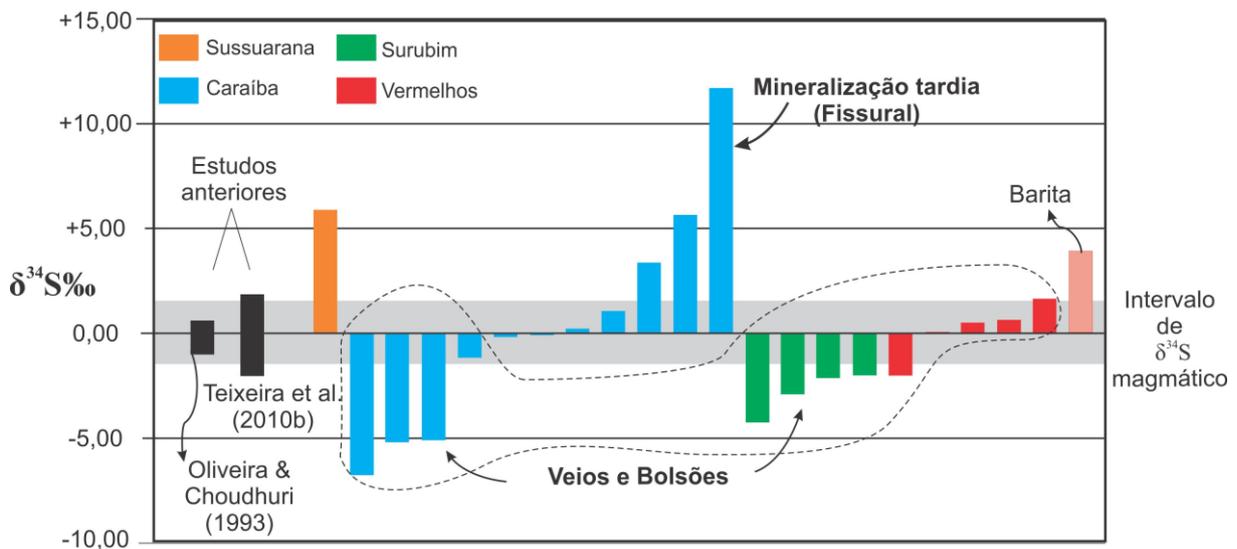
O mais amplo fracionamento entre isótopos de enxofre é produzido por efeitos cinéticos durante processos microbiais. Igualmente, reações de trocas químicas entre sulfatos e sulfetos ou diferentes fases de sulfetos em si são mecanismos responsáveis por variações nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ (HOEFS, 2004). Em geral, sulfetos ígneos apresentam razões $\delta^{34}\text{S}$ próximas ao padrão troilítico (CDT) em torno de 0‰. Sulfatos sedimentares são enriquecidos em ^{34}S ($\delta^{34}\text{S}$ entre +10 e +30‰), enquanto os sulfetos da mesma origem estão dispostos em um intervalo mais amplo ($\delta^{34}\text{S}$ de -50 e +50‰; MISRA, 1999).

Oliveira & Choudhuri (1993) foram os primeiros pesquisadores a analisar isótopos de enxofre nas mineralizações cupríferas do Vale do Curaçá, obtendo valores em torno do zero, relacionados pelos autores a fontes puramente mantélicas. Teixeira et al. (2010a) caracterizaram razões $\delta^{34}\text{S}$ distantes do espectro magmático, associadas às concentrações de sulfetos hidrotermais. Estudando os depósitos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana no DVC, Garcia (2013) relacionou os quocientes $\delta^{34}\text{S}$ negativos (até -6,81‰) à redução metamórfica, que precedeu a fase de hidrotermalismo principal (veios e bolsões; Figura 59), e resultados extremamente positivos (+11,77 ‰) à fluidos tardios oxidados (preenchimento de fraturas), possivelmente com interação de águas superficiais, como sugerido por Monteiro et al. (2008) para depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás com assinaturas isotópicas similares.

A utilização de isótopos de elementos mais pesados, como Fe, Cu, Cr, Zn, Se, foi iniciada há cerca de duas décadas, devido à avanços na espectrometria de massas que permitiram uma determinação mais precisa entre elementos com pouca diferença de massa. Considerados exóticos, são frequentemente empreendidos em pesquisas metalogenéticas em

comparativo com sistemas isotópicos melhor estabelecidos (i.e. H, O, S, C). O uso de isótopos de ferro, em particular tem atraído a atenção de pesquisadores desde meados dos anos 1990, com um volume expressivo de publicações apenas no início dos anos 2000 (SHARMA et al, 2001; JOHNSON et al., 2003; ROUXEL et al, 2003; DAUPHAS & ROUXEL, 2006; POLYAKOV & SOULTANOV, 2011).

Figura 59: Razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ para os Depósitos do Vale do Curaçá.



Fonte: modificado de Garcia (2013).

O ferro apresenta quatro isótopos naturais: ^{54}Fe (5,84%), ^{56}Fe (91,76%), ^{57}Fe (2,12%) e ^{58}Fe (0,28%). Os três mais abundantes são utilizados em estudos geoquímicos, com razões $\delta^{56}\text{Fe}$ e $\delta^{57}\text{Fe}$ calculadas em relação ao isótopo mais leve, ^{54}Fe (HOEFS, 2004). As análises são feitas em relação ao padrão de ferro elementar IRMM-014, sintetizado por Taylor et al. (1992). Razões de isótopos de ferro são intensamente dependente da relação de oxidação $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, e seus processos de fracionamento são intensamente dependente de reações microbiais, embora processos abióticos em fluidos hidrotermais podem produzir razões isotópicas similares dependente da temperatura (HOEFS, 2004; POLYAKOV & SOULTANOV, 2011)

VI.2 RESULTADOS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS

Buscando estabelecer as fontes dos fluidos e dos elementos que compõem o sistema mineralizador dos depósitos cupríferos do Vale do Curaçá, foram realizadas análises isotópicas

utilizando sistemas diversos: O, H-O e S-Fe. Minerais variados tiveram suas razões de $\delta^{18}\text{O}$ mensuradas, enquanto as investigações com as sistemática H-O e S-Fe foram centradas em flogopitas e calcopiritas dos depósitos do DVC, respectivamente. Com distinta assinatura difratométrica de flogopita, as micas estudadas no Vale do Curaçá apresentam distribuição catiônica similar à Mg-biotita (GARCIA, 2013). Calcopiritas hidrotermais mostram-se mais enriquecidas em elementos calcófilos (principalmente o Pb), quando comparadas com as magmáticas.

Informações adicionais sobre a química mineral dos jazimentos cupríferos são encontradas no Capítulo V – “O Sistema de Fluidos Hidrotermais do Vale do Curaçá” da presente tese e em Garcia (2013). A seguir são apresentados os resultados das razões isotópicas.

VI.2.1 Isótopos de Oxigênio

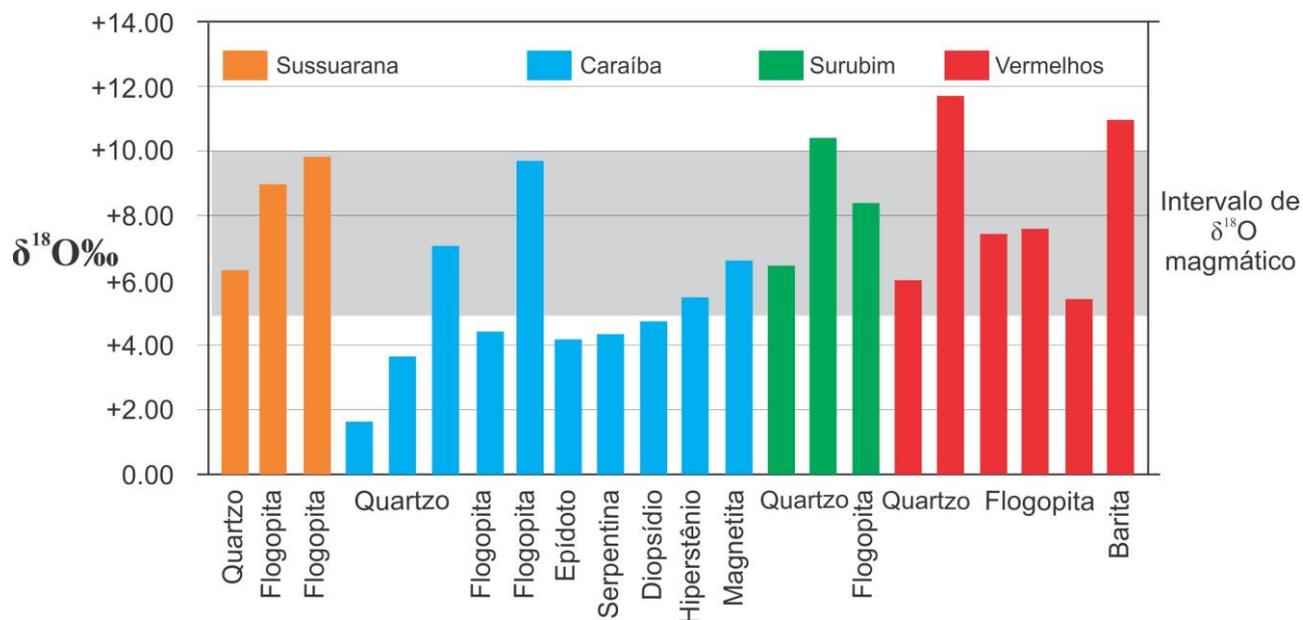
Foram analisados isótopos de oxigênio em amostras de quartzo, flogopita, magnetita, epidoto, serpentina, diopsídio, hiperstênio e barita, associados a paragêneses de alteração dos depósitos do Vale do Curaçá. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ reportados estão dispostos na Tabela 7 e na Figura 60.

Tabela 7: Resultados de isótopos de oxigênio para diversos minerais do Vale do Curaçá.

Amostra	Rocha	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
FAS-44 (73.58)b	Metanorito com flogopita	Quartzo	6,32
FAS-38 (145.43)b	Flogopita metanorito	Flogopita	9,00
FAS-38 (145.43)c	Flogopita metanorito	Flogopita	9,88
FC-4413 (441.00)c	Microclina-quartzo metassomatito	Quartzo	1,65
FC-4413 (440.50)b1	Quartzo-clorita metassomatito	Quartzo	3,66
PG-04-B-c	Metahiperstenito	Quartzo	7,10
FC-4398 (285.38)	Flogopita norito	Flogopita	4,3
CAR-PG-02-B	Flogopita norito	Flogopita	9,7
FC-4413 (440.50)b2	Quartzo-clorita metassomatito	Epidoto	4,20
FC-4094 (149.48)b	Serpentina hornblenda metanorito	Serpentina	4,37
FC-40113 (108.10)c1	Calcita metapiroxenito	Diopsídio	4,75
FC-4398 (280.18)c	Metahiperstenito	Hiperstênio	5,49
PG-04-B-b	Metahiperstenito	Magnetita	6,65
FSBC-001 (28.35)b	Microclina-quartzo Flogopitito	Quartzo	6,49
FSBC-001 (79.30)Ab	Granada flogopitito	Quartzo	10,42
FSBC-001 (78.98)b	Flogopitito	Flogopita	8,40
FVS-85 (309.82)c	Clorita-quartzo-barita metassomatito	Quartzo	5,97
FVS-41 (313.77)b2	Andesina-flogopita metassomatito	Quartzo	11,74
FV-81 (179.70)b	Flogopita microclina metahyperstenito	Flogopita	7,48
FVS-41 (215.15)b1	Flogopita metahiperstenito	Flogopita	7,62
FVS-41 (313.77)b1	Andesina-flogopita metassomatito	Flogopita	5,45
FVS-85 (309.82)a	Quartzo-barita metassomatito	Barita	11,00

Fonte: autor.

Figura 60: Resultados de isótopos de oxigênio em diversos minerais da paragênese de alteração dos depósitos do Vale do Curaçá.



Fonte: autor.

Todos os minerais analisados apresentam razões de $\delta^{18}\text{O}$ positivas. Todas as análises do depósito de Sussuarana plotam no range magmático. A não ser pela única análise em quartzo desta jazida ($\delta^{18}\text{O} = +6,32\text{‰}$), observam-se valores que plotam fora do espectro do oxigênio magmático para mais nos depósitos de Surubim (+10,42‰) e Vermelhos (+11,74‰), e para menos na Mina Caraíba (+3,66‰). No caso das análises em flogopitas, apenas uma amostra da Caraíba (+4,3‰) não pode ser associada a uma assinatura mantélica. Os resultados de natureza magmática em hiperstênio (+5,49‰) e magnetita (+6,65‰) contrastam com os minerais de alteração, i.e. epidoto (+4,20‰), serpentina (+4,37), diopsídio (+4,75) e barita (+11,00), submetidos a processos de fracionamento distintos.

VI.2.2 Análises de H e O

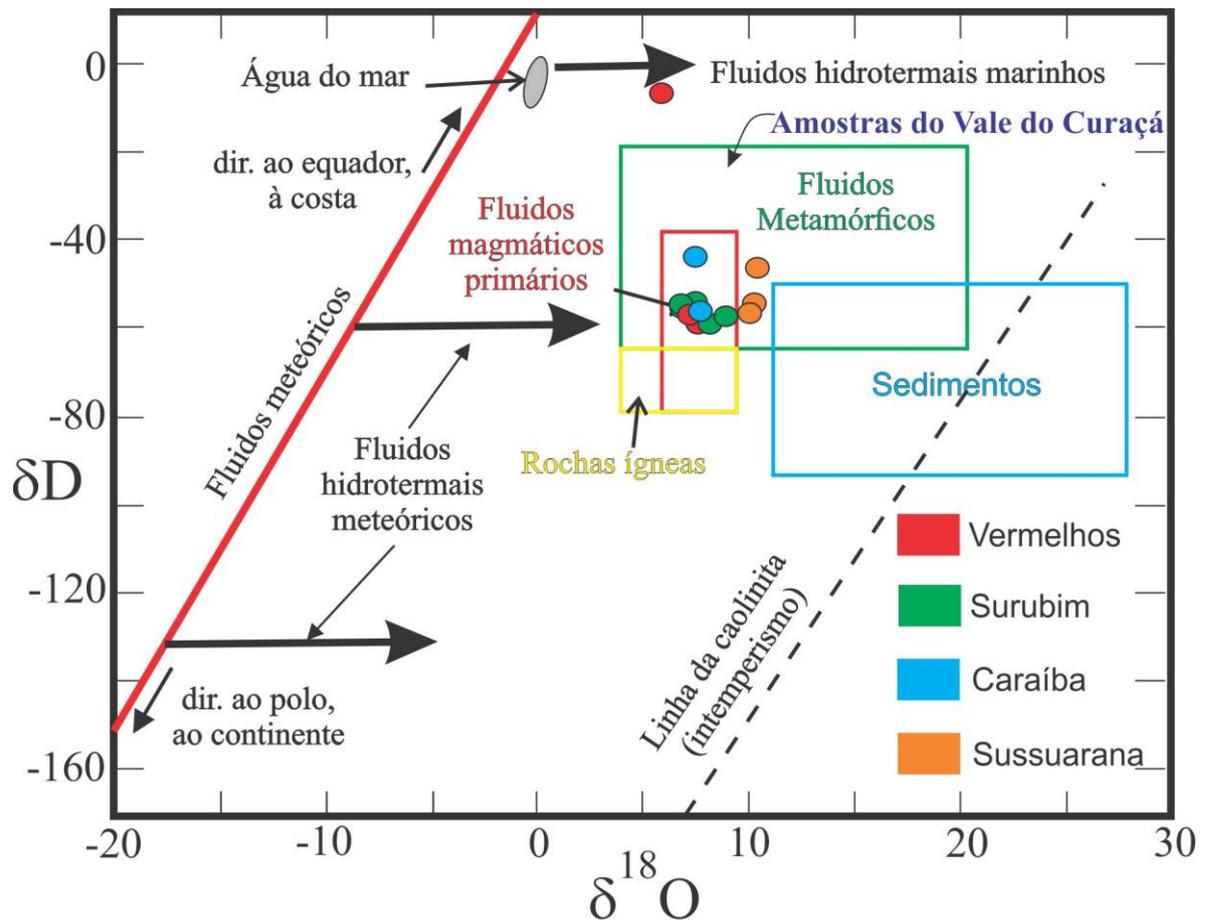
A comparação entre os dados isotópicos de hidrogênio (δD) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) é uma eficiente ferramenta para a distinção de fontes de fluidos na formação de minerais silicáticos. O presente estudo analisou, na Queen's University (Kingston, Canadá), amostras de flogopita/biotita do Vale do Curaçá para estes isótopos. Os resultados destas análises estão relacionados na Tabela 8, e plotados no gráfico da Figura 61, na qual estão comparados a diferentes reservatórios (modificado a partir de MISRA, 1999), visando um estabelecimento mais preciso das fontes dos fluidos do DVC.

Tabela 8: Resultados de isótopos estáveis de H e O para flogopitas de depósitos do Vale do Curaçá, normalizadas para o padrão V-SMOW.

Amostra	Rocha	Ocorrência	δD ‰ vs VSMOW	$\delta^{18}O$ ‰ vs VSMOW
MS-03-A	Flogopitito	Lepidoblástica	-63	6,5
FAS-38 (73.48)	Flogopitito	Lepidoblástica	-60	9,0
FC-2935 (294.26)	Microclina metassomatito	Xenoblástica	-63	6,5
FVS-41 (313.77)	Plagioclásio flogopita metassomatito	Granoblástica	-66	6,0
FSBC-001 (77.38)	Flogopitito	Granoblástica	-60	7,2
FV-81 (179.60)	Flogopita norito	Xenoblástica	-67	6,7
FSBC-001 (74.66)	Flogopitito	Lepidoblástica	-62	6,0
FAS-38 (89.75)	Flogopita norito	Lepidoblástica	-65	8,3
FC-4398 (294.90)	Flogopita meta-norito	Xenoblástica	-52	5,7
FVE-24 (341.95)	Flogopita hiperstenito	Granoblástica	-10	5,8
FSBC-001 (76.35)	Apatita meta-norito	Xenoblástica	-67	7,1
FAS-38 (89.15)	Flogopita norito	Xenoblástica	-52	9,2
FSEX-006 (212.80)	Flogopita meta-norito	Xenoblástica	-63	8,0

Fonte: autor.

Figura 61: Dados de isótopos estáveis de H e O para flogopitas/biotitas de amostras do Vale do Curaçá, comparado com campos delimitados por fluidos de origens diversas. Modificado de Misra (1999), a partir de dados de Taylor (1974), White (1974) e Sheppard (1986).



Fonte: autor. Modificado de Misra (1999).

Os valores obtidos de δD , de modo geral, apresentam uma ampla variação, entre -10 e -67‰, enquanto os valores de $\delta^{18}O$ das micas variam de +5.7 a +9.2‰, plotando as amostras, em sua maioria, no campo dos fluidos magmáticos. Todas as micas dos depósitos de Caraíba e Surubim podem ser associadas a fluidos magmáticos primários. O depósito de Sussuarana, por sua vez, tem seus resultados associados ao campo de fluidos metamórficos. Com resultados plotando no campo magmático, uma amostra do depósito de Vermelhos registra processos de fracionamento isotópico distintos, com assinatura de fluidos hidrotermais marinhos.

VI.2.3 Análises de S e Fe

Os resultados analíticos de isótopos de enxofre e ferro das calcopiritas dos depósitos de Caraíba e Vermelhos estão dispostos na Tabela 9. Nela constam razões $\delta^{34}S$ (VCDT), $\delta^{56}Fe$ (IRMM-014) e $\delta^{57}Fe$ (IRMM-014). As razões $d_{34}S$ obtidas são compatíveis com os estudados de Garcia (2013). As amostras do depósito de Vermelhos (iniciadas pela sigla FVS-41) exibem estreita variação nos valores de $d_{34}S$ (+2,3 e +3,0‰), em contraste com a ampla gama abrangida pelos resultados de $\delta^{56}Fe$ (-0,27 e +0,42‰) e $\delta^{57}Fe$ (-0,39 e +0,64‰). Situação contrária é observada nas razões isotópicas de calcopiritas da Caraíba, com um largo intervalo no quociente $\delta^{34}S$ (de -2,4 a +8,3‰), e alterações mais discretas nas razões $\delta^{56}Fe$ (de -0,45 a -0,06‰) e $\delta^{57}Fe$ (de -0,69 a -0,09‰).

Ao comparar as razões de $\delta^{56}Fe$ do presente estudo com outros reservatórios (DAUPHAS & ROUXEL, 2006), nota-se a similaridade das amostras da Caraíba com fluidos hidrotermais marinhos e dos dois depósitos com a crosta oceânica alterada a baixa temperatura e com os depósitos de Cu-Au de Grasberg, pórfiros bem preservados de 3Ma na Indonésia (Figura 62). Os dados de $\delta^{57}Fe$ distam do espectro magmático e evidenciam a importância de processos de fracionamento abióticos (Figura 63; modificado de ROUXEL et al., 2003).

Buscando uma interpretação integrada dos sistemas isotópicos, foi concebido um gráfico de classificação de fluidos baseados nos espectros de $d_{34}S$ e $d_{57}Fe$ relacionados em Rouxel et al. (2003; Figura 64). Nesta figura estão delimitados campos de sistemas hidrotermais atuais em fumarolas ativas, como Juan de Fuca e Lucky Strike, além de intervalos de referência para MORB, rochas ígneas e fluidos hidrotermais de alta temperatura.

A maior parte das amostras de calcopirita analisadas estão certamente distantes dos campos magmáticos (MORB e rochas ígneas), estando plotados próximos ao campo de fluido

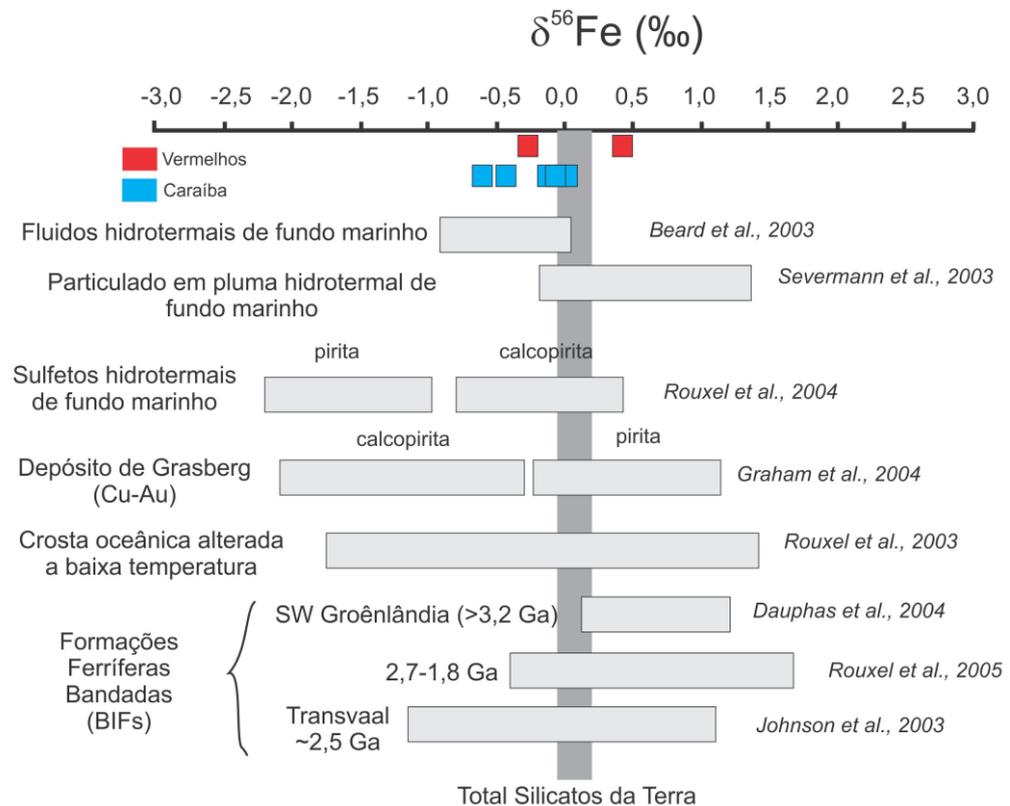
hidrotermal de alta temperatura. É possível constatar, ainda o maior fracionamento para isótopos de enxofre com relação às mineralizações principal e tardia, fato não observado para os isótopos de ferro. O maior fracionamento do $\delta^{57}\text{Fe}$ observado, nas amostras de Vermelhos não apresenta variação correspondente nas razões $\delta^{34}\text{S}$.

Tabela 9: Razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{56}\text{Fe}$ e $\delta^{57}\text{Fe}$ para amostras de calcopirita dos depósitos de Caraíba e Vermelhos.

Amostra	Rocha	Ocorrência	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ vs VCDT	$\delta^{56}\text{Fe}$ ‰ vs IRMM-014	$\delta^{57}\text{Fe}$ ‰ vs IRMM-014
FC-4413 (441.00)	Microclina clorita metassomatito	Vênulas	-2,4	-0,45	-0,68
FC-4398 (299.68)	Metanorito	Bolsão	2,1	-0,14	-0,21
FVS-41 (213.66)	Hiperstenito	Bolsão	3,0	-0,27	-0,39
FVS-41 (286.85)	Meta-hiperstenito	Bolsão	2,3	0,42	0,64
FC-40113 (108.10)	Meta-hiperstenito	Fissural	8,3	-0,54	-0,80
FC-4398 (281.10)	Meta-hiperstenito	Bolsão	2,4	-0,13	-0,19
FC-4398 (285.38)	Flogopita norito	Vênulas/Bolsão	2,3	-0,06	-0,09
FC-4398 (280.18)	Hiperstenito	Em rede	2,2	-0,19	-0,26

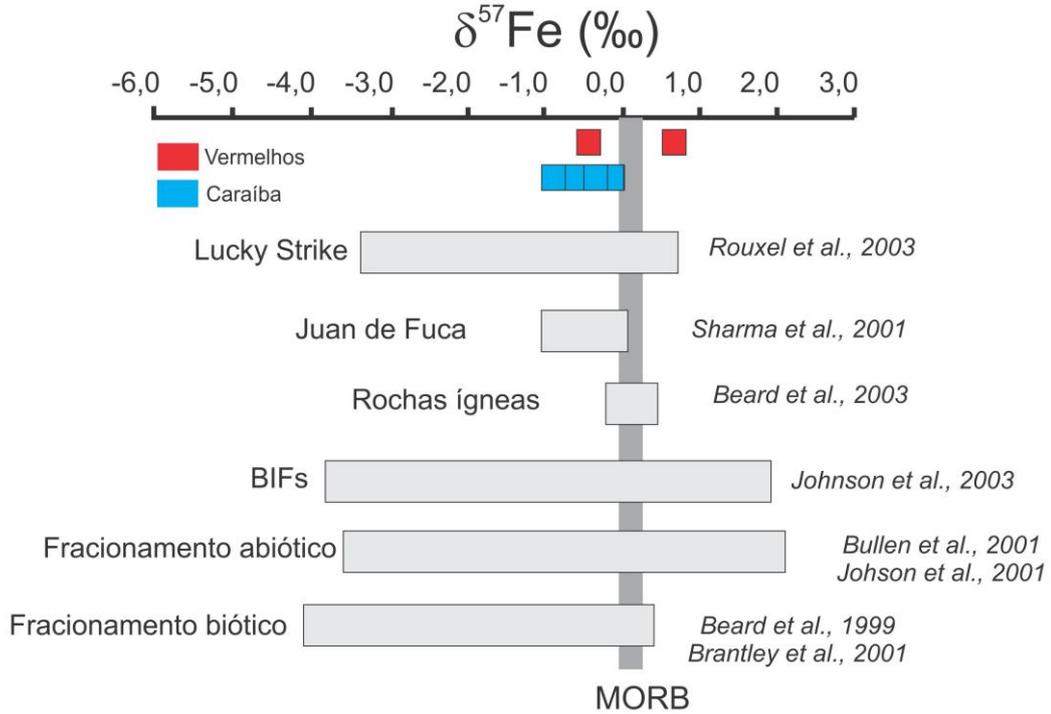
Fonte: autor.

Figura 62: Comparação de valores de $\delta^{56}\text{Fe}$ de calcopiritas do Vale do Curaçá com diferentes reservatórios.



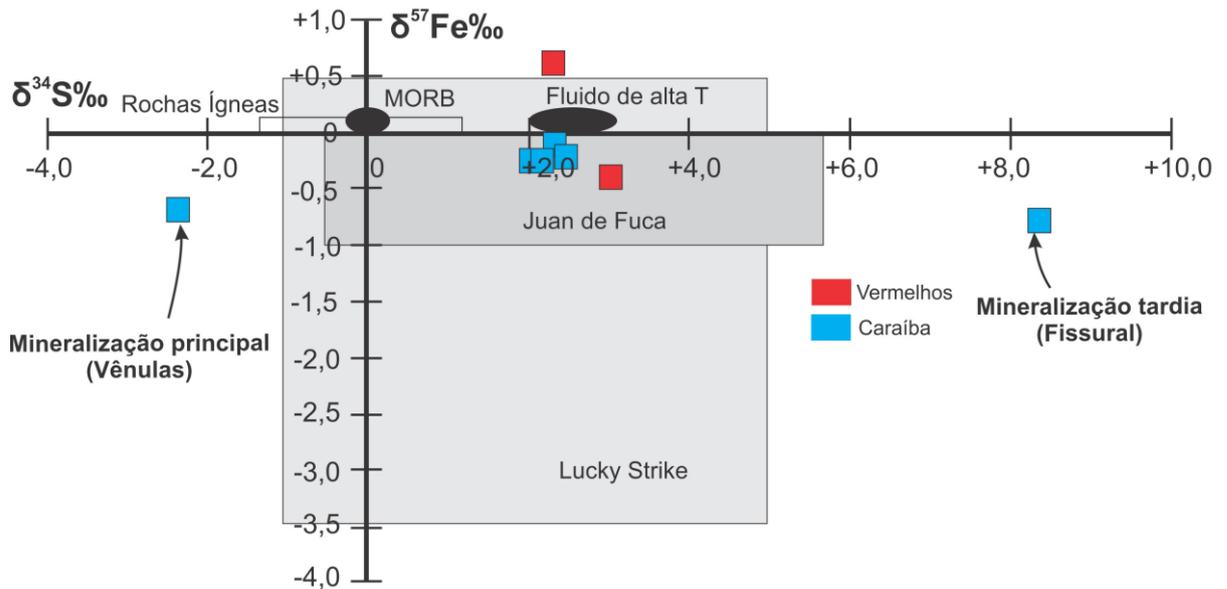
Fonte: autor. Modificado de Dauphas & Rouxel (2006).

Figura 63: Resultados $\delta^{57}\text{Fe}$ de calcopiritas do Vale do Curaçá comparadas a diferentes reservatórios.



Fonte: autor. Modificado de Rouxel et al. (2003).

Figura 64: Diagrama de razões isotópicas $\delta^{57}\text{Fe}$ versus $\delta^{34}\text{S}$ para calcopiritas dos depósitos de Vermelhos e Sussuarana. Limites dos campos definidos a partir dos dados de Rouxel et al. (2003).



Fonte: autor.

V.3 CONCLUSÕES PARCIAIS

Os dados de sistemas isotópicos nunca antes analisados no Vale do Curaçá, ou em depósitos do Cráton do São Francisco (como H-O em silicatos e S-Fe em calcopirita), expostos no presente capítulo representam um importante avanço no entendimento dos processos metalogenéticos da região. Da mesma forma, dados de oxigênio em silicatos corroboram com os demais resultados.

No gráfico de razões $\delta^{18}\text{O}$ são observados resultados fora do esperado para o espectro magmático. Minerais que estão presentes também nas paragêneses de litotipos menos alterados, como hiperstênio, magnetita e flogopita apresentam-se predominantemente ligados a razões mantélicas, enquanto minerais francamente de alteração (epídoto, serpentina, diopsídio e barita) plotam fora deste intervalo.

Nota-se a presença de valores negativos e extremamente positivos, mais altos do que os observados em análises de silicatos de outros depósitos IOCG (HUNT et al., 2007). Estes dados podem registrar processo de fracionamento por temperatura tardio destes isótopos, ou participação de fontes de fluidos oxidantes (águas meteóricas ou formacionais) para formação dos minerais de ganga dos depósitos cupríferos do Vale do Curaçá.

Dados de isótopos de oxigênio e hidrogênio indicam a natureza magmática-metamórfica dos fluidos hidrotermais. As amostras de Caraíba e Surubim estão diretamente ligadas às assinaturas magmáticas. As análises de Sussuarana, por sua vez, plotam no campo dos fluidos de origem metamórfica, enquanto uma amostra de Vermelhos sugere a participação de fluidos hidrotermais marinhos. A menor influência de fontes magmáticas primárias em Sussuarana pode ser relacionada à maior profundidade do depósito no sistema de fluidos, impeditiva da segregação de fluidos em cúpulas de granitos.

Desta forma, é possível notar a participação dos fluidos magmáticos primários interagindo com fluidos metamórficos na fase de alteração principal, e fluidos hidrotermais marinhos nas fases tardias, registradas mais amplamente nos depósitos mais a norte. Estes depósitos (Surubim e Vermelhos) foram considerados por Garcia (2013) como formados em porções mais rasas (quando comparadas com os correspondentes meridionais) de um sistema de alteração IOCG.

Os resultados integrados entre as análises isotópicas de enxofre e ferro são condizentes com as conclusões apresentadas pelos demais sistemas isotópicos e por Garcia (2013). As variações nas razões $\delta^{56}\text{Fe}$ são compatíveis com as razões de fluidos hidrotermais

de fundo marinho, de crosta oceânica alterada a baixa temperatura e ao depósito de Cu-Au porfirítico de Grasberg, na Indonésia.

Os valores de $\delta^{57}\text{Fe}$, diferentemente, evidenciam assinaturas francamente distintas das mantélicas e participação de fracionamento abiótico para o particionamento dos isótopos de ferro. No diagrama de classificação proposto, baseado nas razões $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{57}\text{Fe}$ relacionadas em Rouxel et al. (2003), as calcopiritas do DVC plotam próximas ao campo de fluidos hidrotermais de alta temperatura, com importantes variações nas razões dos dois sistemas isotópicos. Desta forma, ao relacionar estes dados é possível concluir que as mineralizações cupríferas do Vale do Curaçá registram processos de um sistema de fluido magmático primário (de alta temperatura) com participação de fluidos metamórficos que, na sua evolução, interagiu com fluidos hidrotermais marinhos.

CAPÍTULO VII

O DEPÓSITO DE COBRE DE RIACHO SECO, CURAÇÁ, BAHIA

Ocorrências de malaquita na zona rural do povoado de Riacho Seco, a 40 km da sede do município de Curaçá, motivaram as primeiras pesquisas exploratórias para cobre na região, executadas pela Missão Geológica Alemã, em parceria com a SUDENE, entre as décadas de 1960 e 1970 (ANDRITZKY & SCHMITZ, 1970). As concentrações de minerais oxidados de cobre são hospedadas por estreitos e polideformados corpos de anfibólito, encaixados em uma sequência meta vulcanossedimentar e ortognaisses de possível idade arqueana (SANTANA et al., 1981).

Os diminutos corpos de minério de cobre de Riacho Seco foram alvo de lavra garimpeira predatória, entre as décadas de 1990 e 2010, e de pesquisas exploratórias da CBPM, visando a caracterização geológica, a prospecção de sulfetos de cobre e a determinação do potencial econômico do depósito. A pesquisa da CBPM foi desenvolvida, interruptamente, em dois estágios: no início da década de 1980 e ao entre o final da década de 2000 e o começo dos anos 2010, este último em parceria com a Pedreira Petrolina Ltda./Mineração São Francisco S.A. Os estudos mais recentes apontam para a existência de pequenos jazimentos cupríferos que, somados, contem cerca de 2,0 Mt de minério de Cu a 1%.

Informações geológicas integradas à aerogeofísica, geocronologia e dados de microsonda eletrônica inéditos acerca dos corpos mineralizados em sulfetos de cobre de Riacho Seco compõem o presente capítulo. À luz dos novos dados, é possível estabelecer um novo modelo tectônico-metalogenético para os depósitos cupríferos de Riacho Seco, considerando os processos metalogenéticos e a evolução deste segmento crustal no contexto regional.

VII.1 GEOLOGIA REGIONAL

Na região norte do estado da Bahia, rochas deformadas pelo ciclo Brasileiro estão englobadas no Domínio Externo da Província Borborema (Figura 65a), mais precisamente no Terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL; ALMEIDA et al., 1981). O mapa aeromagnético

evidencia o truncamento das estruturas NW-SE da Borborema sobre os lineamentos N-S, relacionados ao embasamento do Cráton do São Francisco (Figura 65b).

No território baiano, o PEAL abrange o Fragmento Riacho Seco (FRC), segmento crustal que abriga dos depósitos cupríferos objeto de estudo do presente capítulo, assim metassedimentos vulcanossedimentares mesoproterozoicos dos Grupos Cabrobó e Belém do São Francisco, associados a granitoides intrusivos do Ciclo Orogênico Cariris Velhos (ANGELIM & KOSIN, 2001; ANGELIM, 2001a; SANTOS, 2001; Figura 65c). O Domínio da Zona Transversal da Borborema limita o PEAL a nordeste, enquanto a sudoeste, a sequência metassedimentar paleoproterozoica Serrote da Batateira (depositada sobre o CSF) marca o limite desta porção crustal (SANTOS, 2001).

O Fragmento Riacho Seco (FRC) é litologicamente constituído por um conjunto indiviso de metaplutônicas tonalíticas a granítica, migmatizadas, englobando restos de supracrustais fortemente dobradas e fragmentadas, metamorfizadas nas fácies anfíbolito médio a alto, conjunto litológico que recebeu a denominação informal de Complexo Riacho Seco (ANGELIM, 2001a). Os litotipos metaplutônicos tem composição preferencialmente granítica e menos comumente tonalítica à biotita, e apresentam estrutura gnáissica algo fitada, localmente evoluindo para migmatítica (ANGELIM, 2001a).

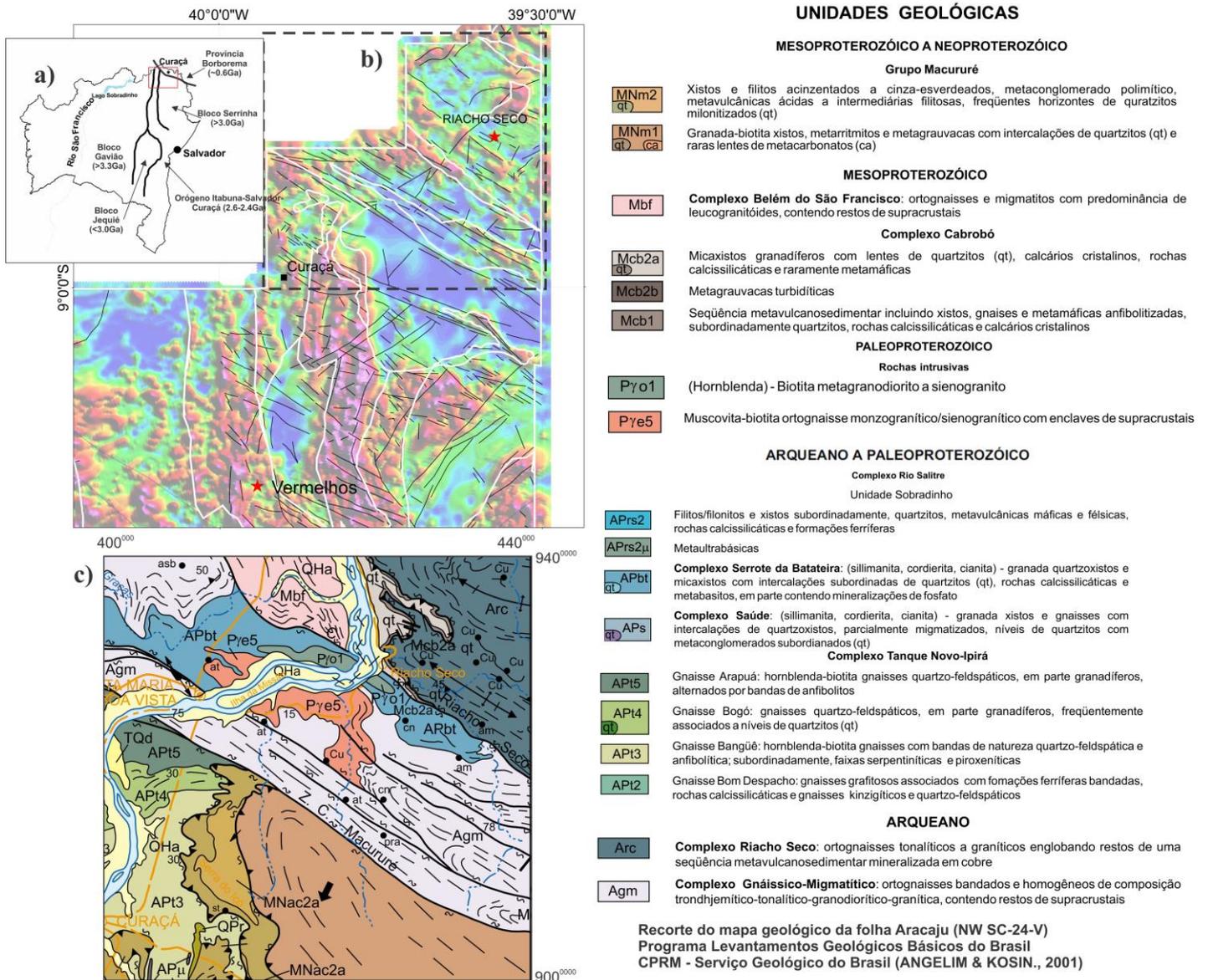
As supracrustais são representantes de uma sequência metavulcassedimentar que ocorre como corpos estruturalmente concordantes, lenticulares, alongados, de extensões decimétricas a métricas por vezes quilométricas, e espessuras milimétricas a centenas de metros englobados nos gnaisses (ANGELIM, 2001a). Os representantes das rochas metassedimentares são cianita-granada-biotita-xistos; cianita-granada-biotita gnaisses; leucognaisses; rochas calcissilicáticas (constituídas essencialmente por diopsídio, actinolita, epidoto e plagioclásio) e calcários cristalinos observados em furos de sonda e trincheiras. Observa-se íntima associação entre as metamáficas, calcissilicáticas e calcários cristalinos (ANGELIM & KOSIN, 2001).

A litofácies vulcânica mais comum são as metamáficas anfíbolitizadas, que apresentam maior importância metalogenética, por abrigar depósitos de sulfetos de cobre (ANGELIM, 2001b; NOBREZA, 2014). São meso a melanocráticas, de granulação fina a média, foliadas, compostas essencialmente por hornblenda e/ou actinolita, plagioclásio e quartzo (ANGELIM, 2001a).

Já foram mapeados corpos de metabasitos com espessuras da ordem de 30 m, ainda ocorrem, restritamente, diminutos corpos de rocha metaultramáfica alterada, silicificada, de coloração castanho-avermelhada, bolsões de biotitito (resultado da alteração hidrotermal de rochas básicas e/ou ultrabásicas), e complexo bandado composto por faixas félsicas e máficas,

centimétricas, de composição quartzo-anortosítica, quartzo-anortosítica com anfibólio, anfibolítica e anfibólio piroxenítica com plagioclásio (ANGELIM, 2001a). As informações geocronológicas são referentes à rochas gnáissico-migmatíticas que fornecem isócronas Rb-Sr de 2,9 Ga, e idades modelo Sm-Nd T_{DM} iguais a 3.104 Ma (MASCARENHAS & GARCIA, 1989).

Figura 65: Geologia regional do Depósito de Riacho Seco. a) Mapa de localização; b) Mapa aerogeofísico de sinal analítico com principais estruturas (linhas pretas) e domínios magnéticos (traços brancos); c) Recorte do mapa geológico da Folha Aracaju NW (ANGELIM & KOSIN, 2001).



Fonte: “a” e “b” autor. “c” Modificado de Angelim & Kosin (2001).

No limite noroeste o Complexo Cabrobó envolve o FRC através de uma zona de cisalhamento contracional. Na porção sul/sudeste a Zona de Cisalhamento Riacho Seco, de natureza transcorrente sinistral, marca o contato entre os litotipos do fragmento e os do Cráton do São Francisco (ANGELIM, 2001a).

Duas sequências compõem o Complexo Cabrobó, uma metavulcanossedimentar e outra metassedimentar. A primeira é composta por (moscovita)-biotita xistos e biotita gnaisses granadíferos, muitas vezes em bandas centimétricas a métricas alternadas, incluindo corpos lenticulares de metamáficas, calcários cristalinos, rochas calcissilicáticas e quartzitos (ANGELIM & KOSIN, 2001). As metamáficas podem ocorrer como corpos lenticulares centimétricos ou como delgadas faixas de extensões quilométricas, não individualizadas, em frequente associação com tremolitos, diopsiditos, hornblenditos, quartzitos calcissilicáticos e, por vezes, calcários brancos (SOARES et al., 1984).

A unidade metassedimentar do Complexo Cabrobó foi subdividida em: (i) associação litológica de (moscovita)-biotita xistos cinza-escuros, finos a médios, granadíferos, incluindo níveis de moscovita quartzitos, muitas vezes milonitizados, lentes de calcários cristalinos, rochas calcissilicáticas e raras lentes de metamáficas; (ii) sequência de metagrauvas turbidíticas de coloração cinza, fina a média, contendo porfiroblastos de granada e cianita e esporadicamente feldspatos, resultando em um pacote rochoso com leitos de estrutura psamítica/gnáissica e pelítica/xistosa alternados, com espessuras centi- a decimétricas (ANGELIM, 2001a).

As supracrustais deste complexo exibem com frequência estrutura migmatítica, com leucossomas de composição granítica e tonalítica. A idade mesoproterozoica do Complexo Cabrobó foi deduzida a partir de datações obtidas no Complexo Belém do São Francisco, ao qual ocorre intimamente associado (ANGELIM, 2001a).

O Bloco Sobradinho (ou Gavião Norte) é um fragmento crustal arqueano que abriga sequências metavulcanossedimentares e metassedimentares arqueanas a paleoproterozoicas, componente do Cráton do São Francisco. O embasamento é composto do Complexo Metamórfico Migmatítico, sobre o qual repousam as sequências supracrustais dos complexos Lagoa do Alegre, Barreiro, Rio Salitre e Serrote da Batateira (ANGELIM, 2001a). O Complexo Serrote da Batateira é uma sequência metassedimentar com restrita contribuição vulcânica máfica, metamorfizada na fácies anfíbolito médio a alto e retrometamorfismo para xisto verde, preservados como lentes no embasamento. Apresenta como litotipos representantes quartzoxistos que predominam, incluindo níveis de quartzitos, rochas calcissilicáticas, micaxistos e pequenas lentes de metabasitos (ANGELIM, 2001a).

VII.2 HISTÓRICO DOS ESTUDOS EXPLORATÓRIOS

Andritzky & Schmitz (1970) foram os autores dos estudos pioneiros na região, referentes à prospecção geoquímica para cobre na Fazenda Bom Recurso, a leste do povoado de Riacho Seco. A litoestratigrafia destas rochas foi inicialmente englobada no Grupo Macureré (BARBOSA, 1970), no Grupo Cabrobó (LEAL, 1970) e posteriormente, no Grupo Ibó (GAVA et al., 1983).

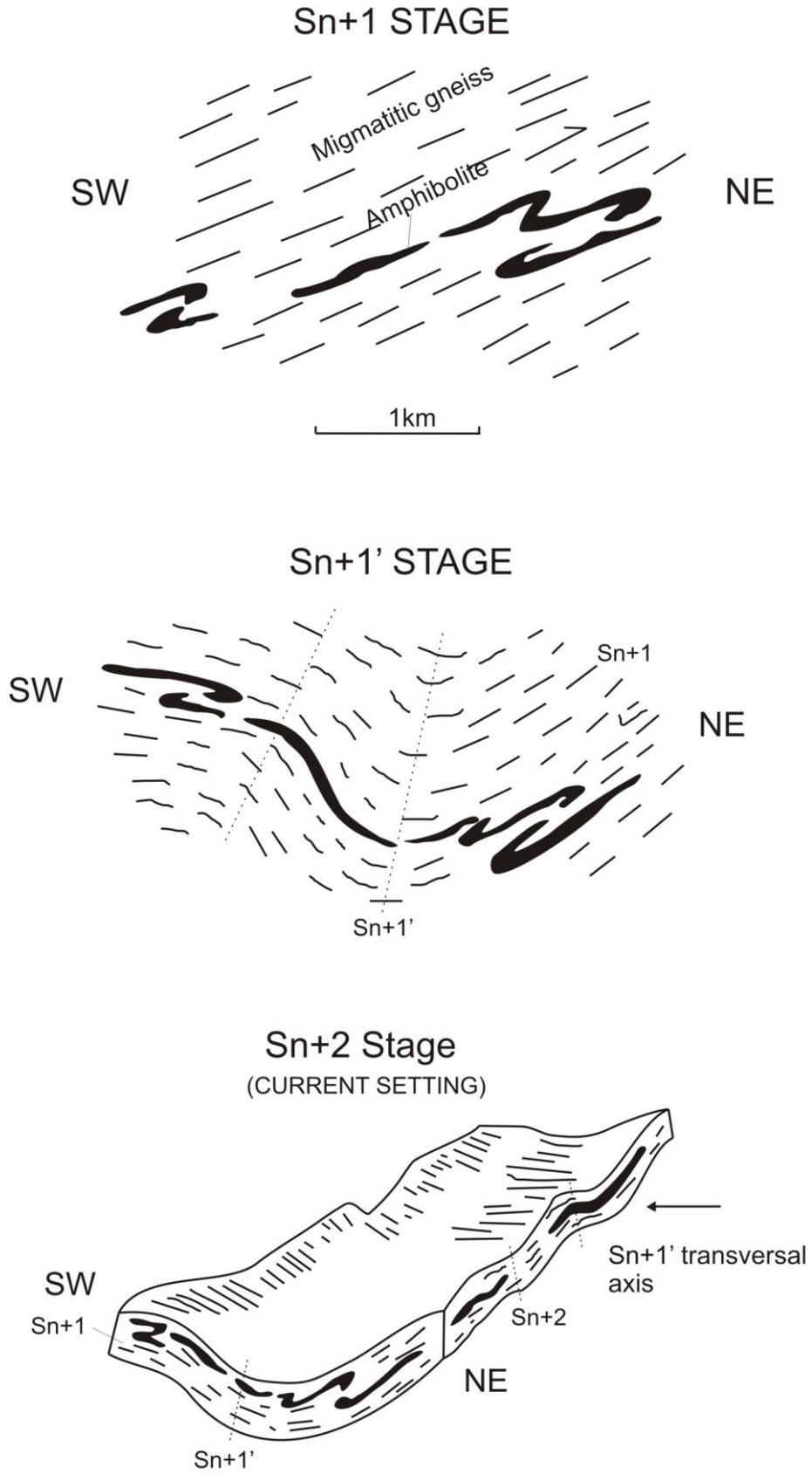
A CBPM realizou estudos geológicos, geofísicos e geoquímicos visando à prospecção de cobre, tendo sondado cerca de 2700 m nas fases I e II do Projeto Riacho Seco (entre 1977 e 1983; SANTANA et al, 1981; SANTANA et al., 1983) e cerca de 1100 m na fase III (entre 1983 e 1984). As principais ocorrências de cobre sulfetado ou oxidado (malaquita ou crisocola) estão associadas a rochas metabásicas, classificados petrograficamente como anfíbolitos, compostos por hornblenda, plagioclásio, diopsídio, quartzo e granada (COSTA et al., 1980).

Estas rochas apresentam filiação toleítica e semelhanças geoquímicas com as rochas do Distrito do Vale do Curaçá (DVC), estão metamorfozadas na fácies anfíbolito e foram afetadas por processos metassomáticos que promoveram a biotitização local e o enriquecimento em Sr, Ba, La e Y (SANTANA et al., 1981). Ao término da primeira fase do projeto da CBPM foi estabelecido um modelo vulcanossedimentar para área, onde os biotita-gnaisses seriam de origem piroclástica, com fragmentos de rocha vulcânica félsica e lúpille de alteração representando canais ou dutos fumarólicos, dentro de uma pilha vulcanossedimentar (SANTANA et al., 1981).

Santana et al. (1983) sugeriram um modelo estrutural evolutivo para os corpos anfíbolíticos mineralizados em cobre de Riacho Seco (Figura 66). Segundo os autores, inicialmente os corpos anfíbolíticos sofreram estiramento, associado a uma compressão SW-NE (estágio D1, aqui denominado de Sn). O estágio D2 (classificado no presente trabalho como Sn+1') seguiu com uma deformação coaxial, sobreposta por deformação não-coaxial (estágio Sn+2, D3 de SANTANA et al., 1983) com tensor perpendicular àquele dos estágios iniciais, resultando na complexa configuração espacial observada.

A CBPM retomou as pesquisas entre os anos de 2002 e 2006, prosseguindo com abertura de trincheiras e sondagens. Em 2010 foi assinado um Contrato de Pesquisa Complementar e Arrendamento de Direitos Minerários entre a CBPM e a Mineração São Francisco/Pedreira Petrolina Ltda., tendo como objetivo a pesquisa e exploração de minério de cobre na região de Riacho Seco.

Figura 66: Modelo de evolução estrutural para anfibolitos mineralizados do depósito de Riacho Seco.



Fonte: modificado de Santana et al. (1983).

VII.3 GEOLOGIA LOCAL

As mineralizações cupríferas do Depósito de Riacho Seco (DRS) restringem-se a uma pequena área de difícil acesso, com aproximadamente 6 km². Nesta porção, os afloramentos são escassos, ocorrendo de forma espaçada, principalmente associados a lajedos de gnaisses migmatíticos. Os litotipos exibem, em geral, elevado grau de alteração intempérica.

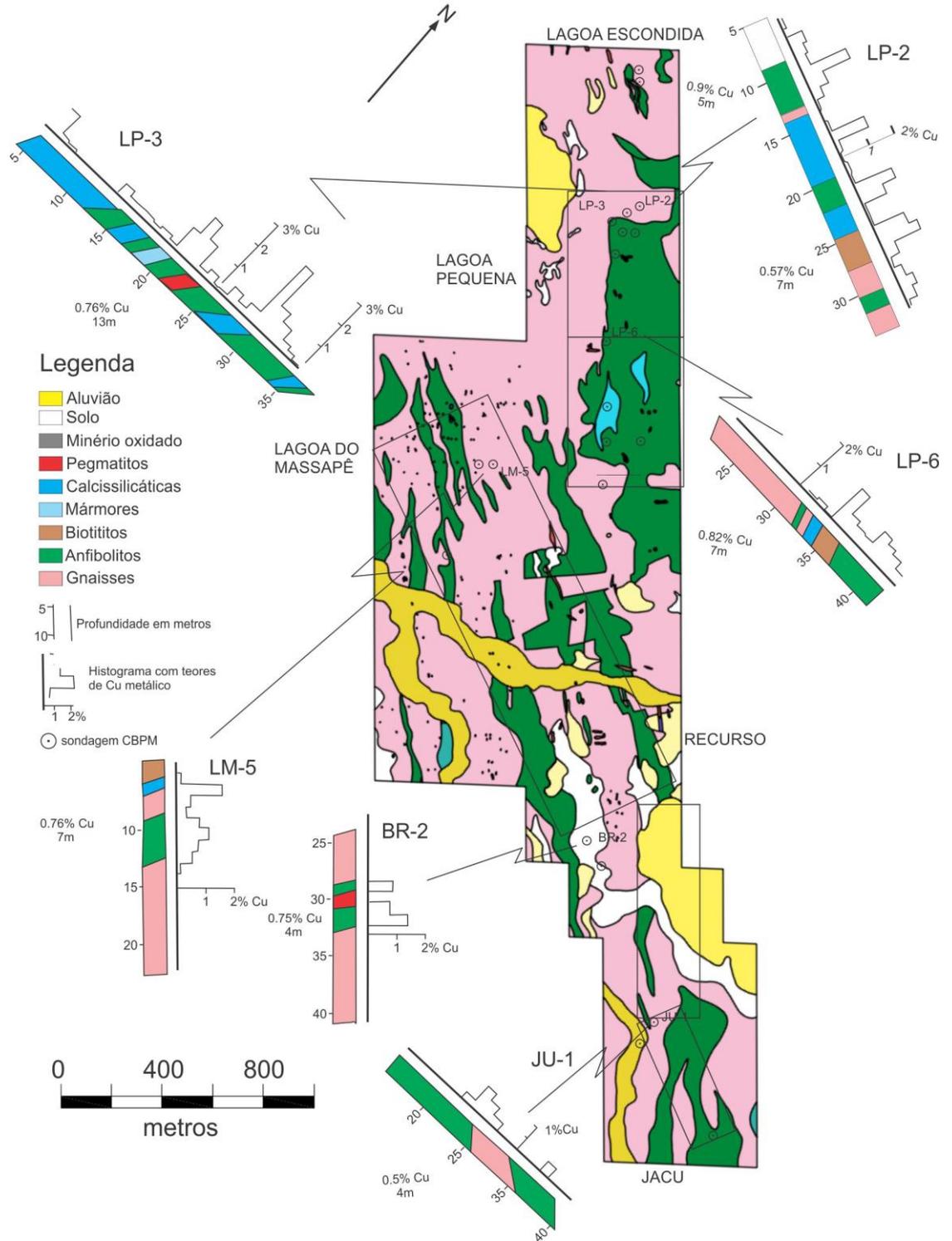
Os corpos de anfibolito hospedeiros do minério são subaflorantes, possuem espessura centimétrica a centenas de metros, e (assim como os litotipos encaixantes) apresentam orientação geral NW-SE, condizente com a estruturação regional brasileira (Figura 65b). Os anfibolitos estão expostos, de modo restrito, em trincheiras de pesquisa exploratória e nos locais onde o minério oxidado foi predatoriamente lavrado. Os corpos de anfibolitos mineralizados em malaquita foram garimpados em cinco locais (de SE para NW; Figura 67): (i) Jacu (Fotografia 26); (ii) Recurso (ou Bom Recurso), (iii) Lagoa do Massapê; (iv) Lagoa Pequena; (v) Lagoa Escondida.

Os ortognaisses migmatíticos representam a maior parte dos afloramentos de Riacho Seco e são compostos por microclina, quartzo, plagioclásio (oligoclásio), biotita, granada e hornblenda. Com coloração acinzentada a rosada, frequentemente exibem estruturas migmatíticas dos tipos dobrada e *schlieren*, localmente nebulítica e flebítica. Estes gnaisses migmatíticos hospedam estreitas intercalações concordantes de anfibolitos e calcissilicáticas com extensões que atingem, continuamente, até pouco mais de 2 km.

Centenas de corpos de rochas básicas anfibolitizadas ocorrem intercalados aos gnaisses migmatíticos, sendo pouco mais de duas dezenas destes mapeáveis em escala 1:25.000. Com coloração esverdeada (Fotografia 27a), são compostos majoritariamente por hornblenda (que por vezes perfaz mais de 90% da rocha), plagioclásio (labradorita a bytownita), granada, magnetita e biotita. As hornblendas centimétricas ocorrem não orientadas (Fotomicrografia 7a), em textura granoblástica decussada. Por vezes, apresentam inclusões de quartzo próximas a fraturas e clivagens, fazem contatos retos e embaiados com a biotita (Fotomicrografia 7b).

Feições de alteração hidrotermal são observadas localmente, preservadas em halos centimétricos (que atingem até poucos metros) ou sob a forma de brechas ricas em K-feldspato (Fotografia 27b). Nota-se, da mesma, zonas de silicificação, de substituição por biotita (biotita xistos), além de vênulas ricas em clorita, actinolita e calcita (Fotomicrografia 7c). Em tais de porções, alteradas hidrotermalmente aos minerais correspondentes à uma paragênese da fácies xisto verde, é possível notar extensa substituição das hornblendas por clorita e actinolita, além de extensa carbonatação dos plagioclásios (Fotomicrografia 7d).

Figura 67: Mapa geológico dos depósitos cupríferos de Riacho Seco (Curaçá, Bahia), contendo dados de furos de sondagem e teores de cobre.



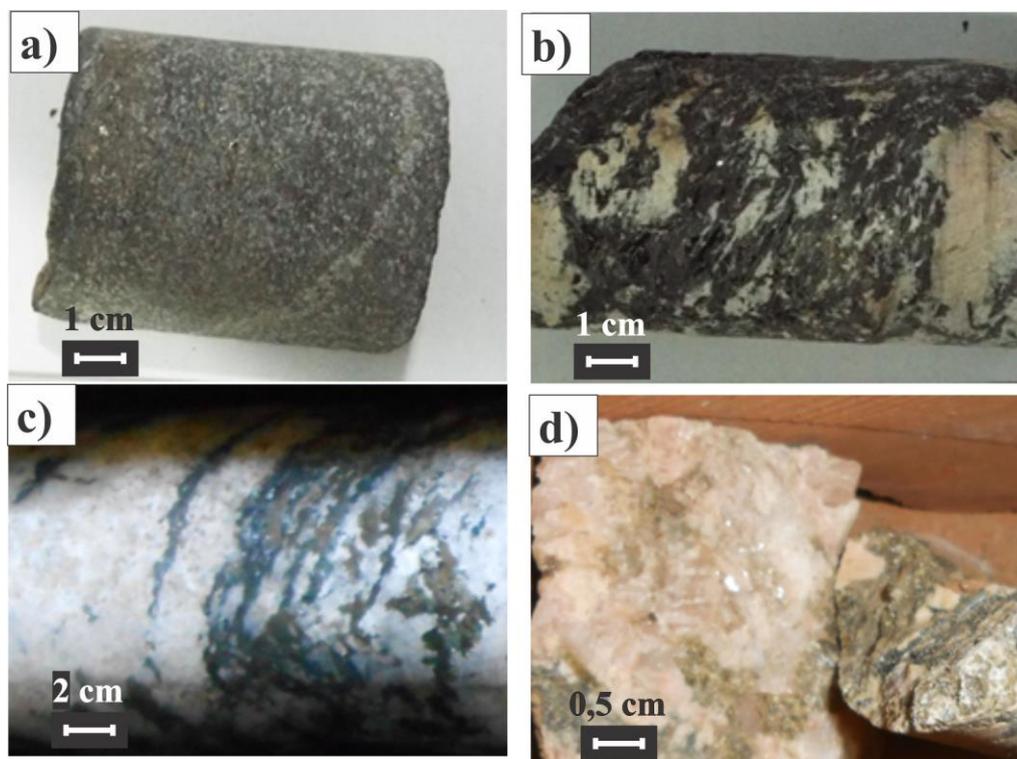
Fonte: autor, sondagem do Projeto Riacho Seco II (SANTANA et al., 1983).

Fotografia 26: Cava no garimpo do Jacu.



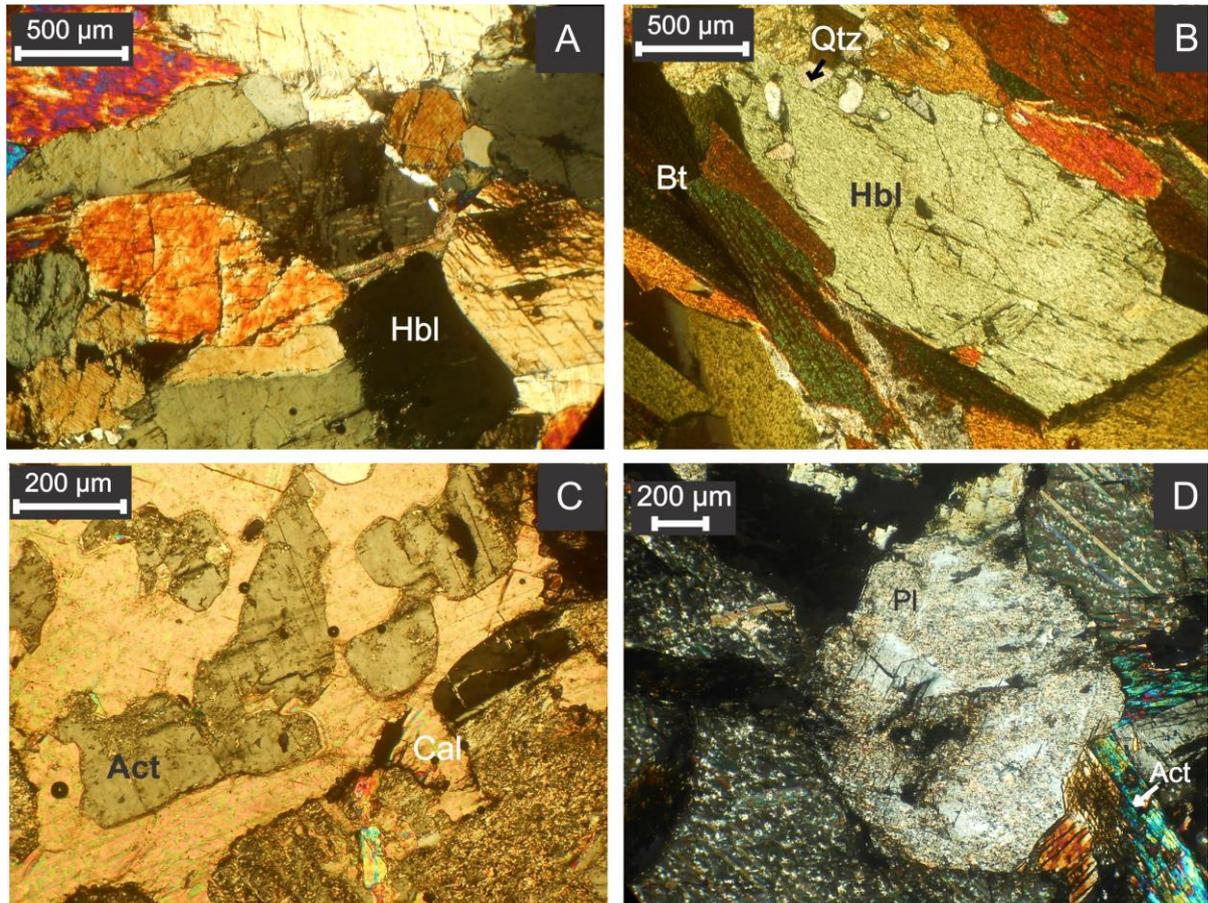
Fonte: autor.

Fotografia 27: Aspectos macroscópicos dos litotipos associados às mineralizações cupríferas de Riacho Seco. a) anfibolito não mineralizado; b) brecha anfibólítica com K-feldspato; c) contato anfibolito e calcissilicática; d) calcita hidrotermal substituindo anfibolito.



Fonte: autor.

Fotomicrografia 7: Aspectos microscópicos dos anfibolitos do Depósito de Riacho Seco. a) anfibolito levemente orientado (amostra LM-19/44,92-NC); b) contato entre biotita e hornblenda em brecha hidrotermal (amostra LM-10/56,73-NC). c) actinolita substituída por calcita (BR-10/86,90-LP); d) calcita substituindo plagioclásio e actinolita (BR-10/86,90-NC).



Fonte: autor. Abreviações – LP: Luz Planopolarizada; NC: Nicóis Cruzados; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Qtz: quartzo; Act: actinolita; Cal: calcita; Pl: plagioclásio.

Rochas calcissilicáticas (com locais lentes de mármore e paragnaisses) ocorrem subordinadas e, incondicionalmente, relacionados aos supracitados anfibolitos. Apresentam granulação fina a média, coloração acinzentada, esverdeada e rosada e fazem contato gradativo (por vezes interdigitado) com as metamáficas anfibolitizadas (Fotografia 27c). Exibem ampla variação composicional e são compostas por quartzo, diopsídio, plagioclásio, apatita e carbonatos.

A distinção entre os litotipos metamórficos dos veios de carbonato é clara, visto que os últimos são compostos basicamente por carbonatos, com concentrações secundárias de actinolita e clorita, exibem granulação grossa, cor rosada (Fotografia 27d) e fazem contatos retos com os anfibolitos. São documentados pouco mais de uma dezena de corpos pegmatíticos,

compostos por basicamente por K-feldspato, quartzo e biotita e, com espessura centimétrica, truncam os litotipos metamáficos e metassedimentares previamente descritos.

VII.4 AS MINERALIZAÇÕES CUPRÍFERAS

Acumulações de malaquita (com locais concentrações de crisocola) em anfibolitos, e litotipos espacialmente associados, constituem a expressão superficial das mineralizações cupríferas do Depósito de Riacho Seco. Distribuídas nas 5 áreas delimitadas no mapa da Figura 67, as concentrações de sulfetos de cobre totalizam teores do metal que, nas amostras mineralizadas de sondagem, variam entre 0,4 e 3,0 % (média 0,75%), distribuídos em intervalos com uma espessura média de 6 m.

Em mapa e em sondagem, é possível notar a maior concentração de rochas calcissilicáticas intercaladas aos anfibolitos pertencentes aos depósitos setentrionais (Lagoa Pequena, Lagoa Escondida e Lagoa do Massapê; Figura 68), quando comparados aos jazimentos cupríferos localizados mais a sul (Jacu e Recurso), nos quais as intercalações metassedimentares não são documentadas. A comparação entre os diferentes perfis de sondagem e os teores de Cu evidencia, além dos anfibolitos, os biotititos como importantes hospedeiros das mineralizações. O complexo arranjo estrutural, aliado a locais remobilizações, é responsável por teores observados nas encaixantes gnáissicas e calcissilicáticas.

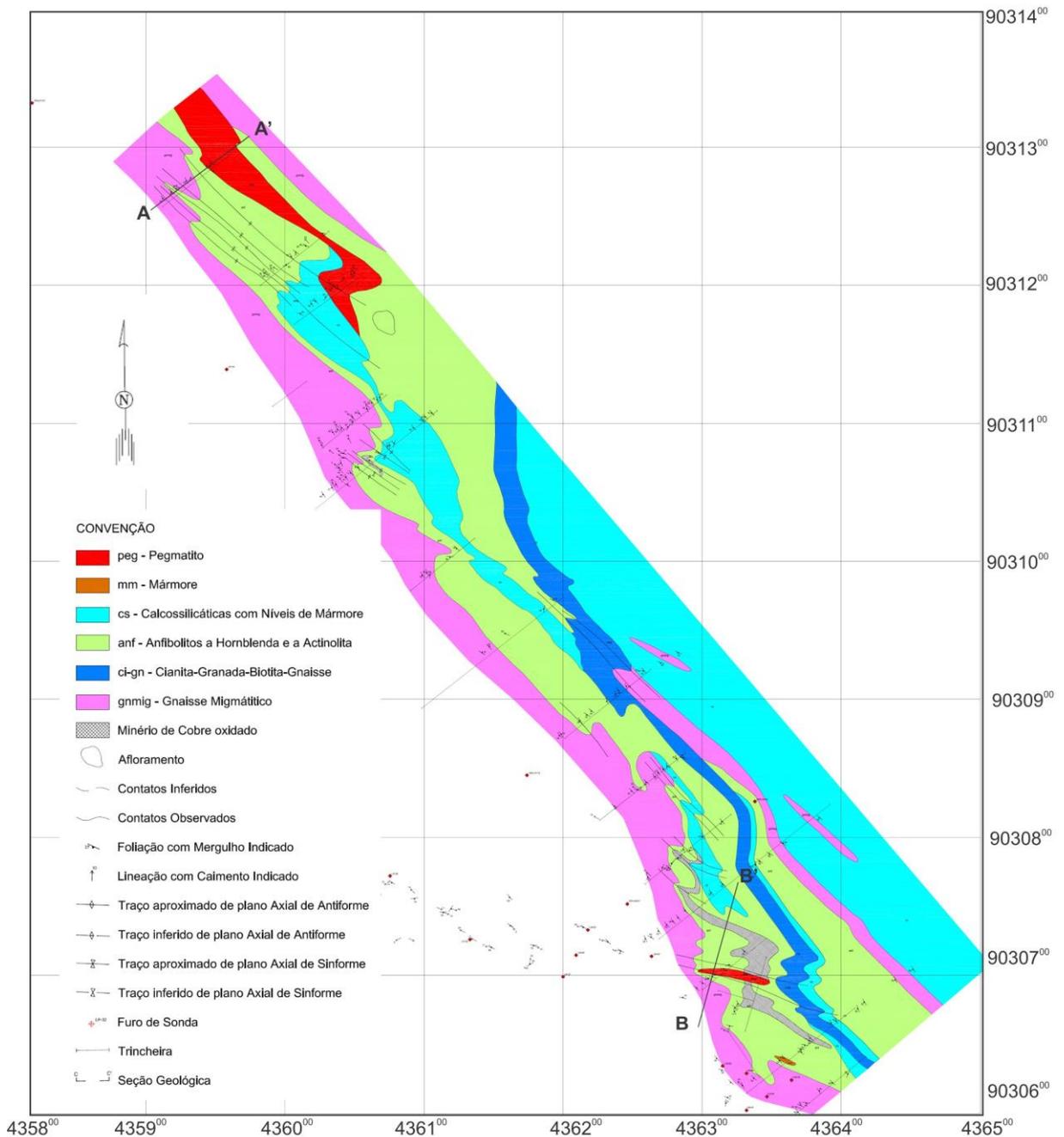
As três fases de deformação descritas por Santana et al. (1983) resultaram em uma configuração da sequência supracrustal marcada por intenso estiramento e sobreposições de dobras. O trecho de rochas metamáficas e metassedimentares aflorante entre os alvos Lagoa Pequena e Lagoa do Massapê reflete esse complexo comportamento (Figura 69). Nota-se, inclusive, que os pegmatitos se apresentam, da mesma forma, dobrados. A ocorrência de mineralizações cupríferas (malaquita ou sulfetos), embora associada aos anfibolitos, não é observada por toda a extensão mapeada destes litotipos.

Em campo, os blocos rolados de minério oxidado são constituídos por uma razão média 30/70% entre malaquita (raramente observada crisocola) e anfibolito intemperizado (óxidos de ferro, argilominerais). Nas trincheiras, os litotipos metabásicos saprolitizados hospedam impregnações de malaquita que, localmente, extravasa para as encaixantes gnáissicas (Fotografia 28a).

A documentação de sulfetos é feita apenas através dos testemunhos de sondagem, nos quais notam-se disseminações levemente orientadas de calcopirita, e menores teores de bornita, em metamáficas com razões equivalentes de plagioclásio e hornblenda (Fotografia

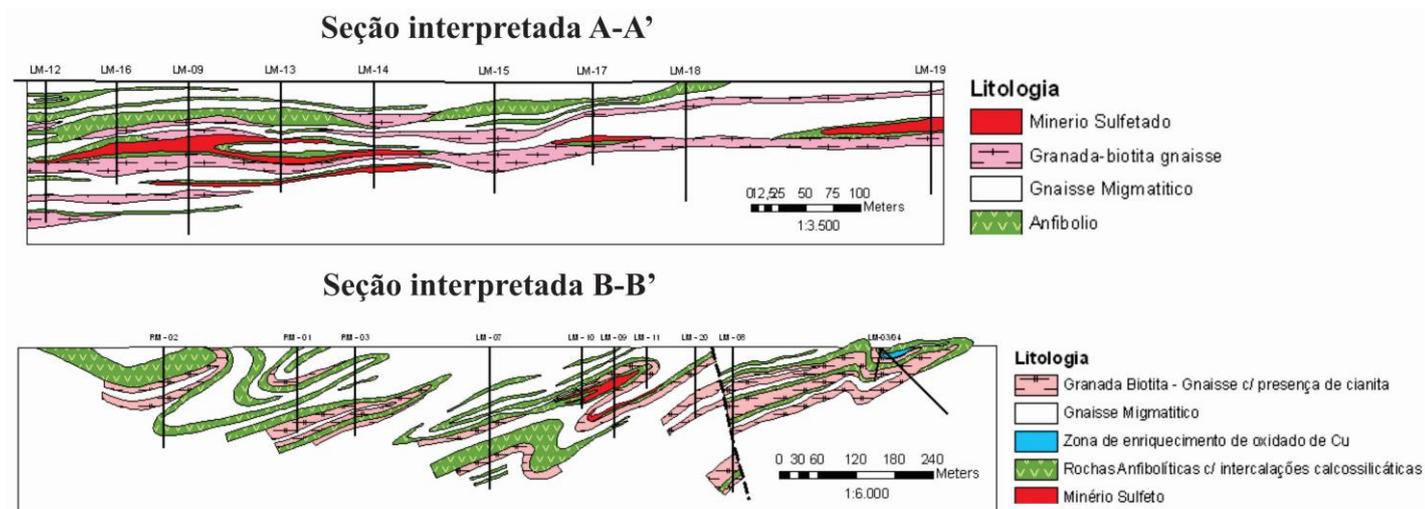
28b). É mais frequente, entretanto, concentrações em litotipos onde os anfibólios dominam a paragênese silicática (Fotomicrografia 8a). Embora seja possível observar uma discreta estruturação da paragênese das rochas metamáficas em amostras de mão, microscopicamente domina a textura granoblástica decussada. Os sulfetos de cobre (calcopirita), xenoblásticos, ocorrem intersticiais (entre 5 e 10%, em média) aos minerais de ganga (Fotomicrografia 8b).

Figura 68: Mapa geológico de detalhe dos alvos Lagoa do Massapê e Lagoa Pequena Norte.



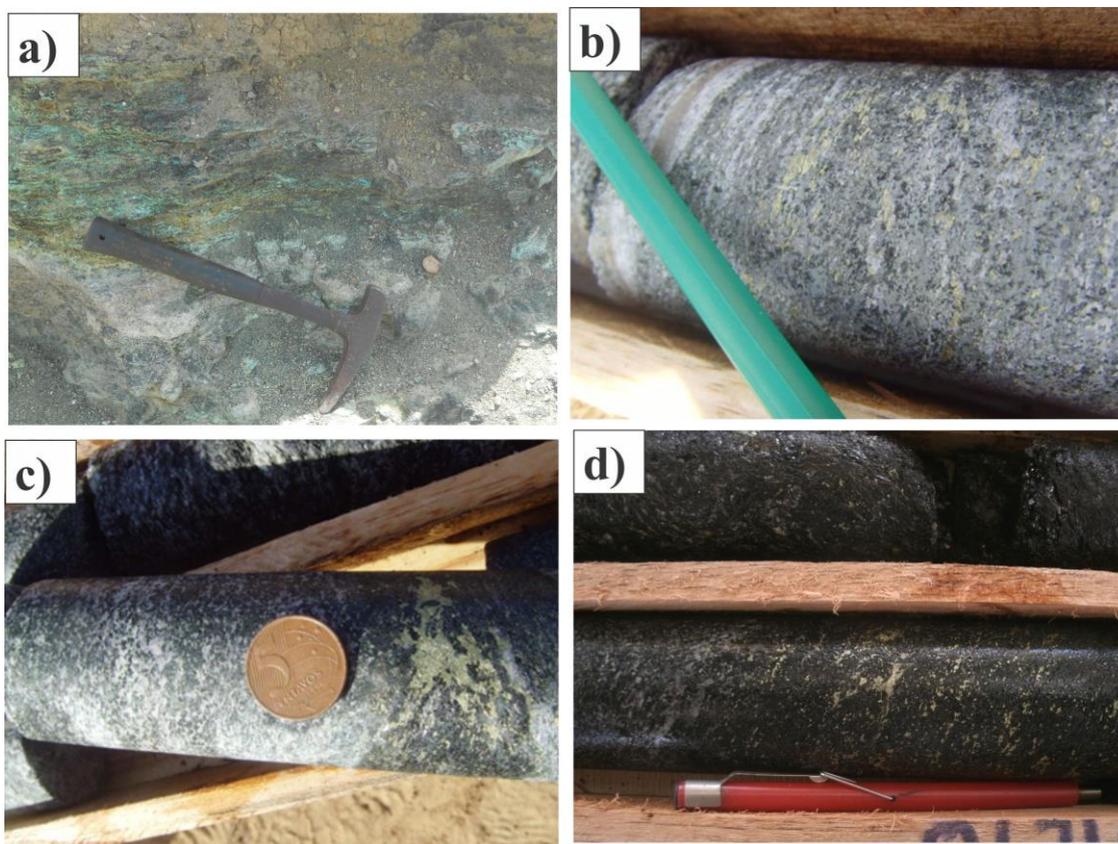
Fonte: autor.

Figura 69: Seções geológicas interpretadas do alvo Lagoa do Massapê, Depósito de Riacho Seco, a partir de furos de sondagem, dados de trincheiras e afloramentos.



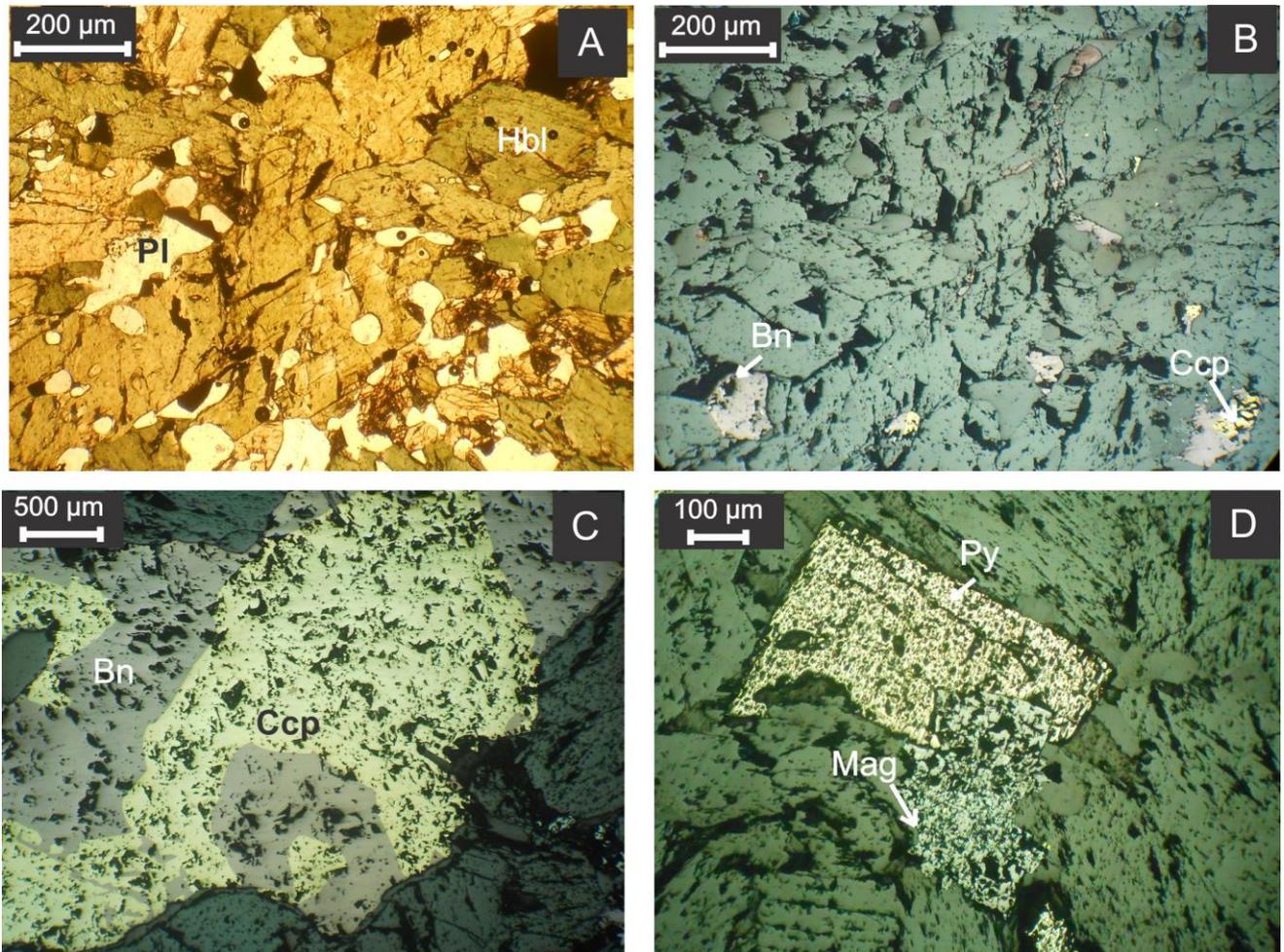
Fonte: autor.

Fotografia 28: Aspectos macroscópicos das mineralizações oxidada em trincheira com anfibolito e gnaisses encaixantes (a); e sulfetada disseminada em anfibolito (b); contato anfibolito/biotitito, com concentração na região micácea (c); calcopirita e bornita em biotitito (d) do depósito de Riacho Seco.



Fonte: autor.

Fotomicrografia 8: Aspectos petrográficos das mineralizações cupríferas do depósito de Riacho Seco. a) hornblenda com plagioclásio intersticial (LM-19/39,12-LP); b) disseminações de calcopirita e bornita em anfibolito do quadro “a” (LR); c) bolsão de bornita e calcopirita em actinolita anfibolito (LM-19/43,50-LR); d) magnetita e pirita alteradas em anfibolito (BR-10/86,00-LR).



Fonte: autor. Abreviações – LP: Luz Planopolarizada; LR: luz refletida; Pl: plagioclásio; Hbl: hornblenda; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Py: pirita; Mag: magnetita.

Níveis ricos em biotita truncam os anfibolitos e, frequentemente, acumulam bolsões de calcopirita e bornita (Fotografia 28c). Onde as micas dominam a paragênese dos minerais de ganga, nos intervalos com biotitito, a ocorrência de disseminações de sulfetos é indissociável (Fotografia 28d). Os anfibolitos hospedam, ainda, importantes concentrações de sulfetos de cobre relacionadas à minerais de alteração tardios, como clorita e actinolita (Fotomicrografia 8c). Pirita e magnetita pode ocorrer como minerais de minério associados (Fotomicrografia 8d), constituindo menos de 1% desta paragênese.

VII.5 MICROSSONDA ELETRÔNICA

Buscando uma caracterização mais precisa das paragêneses dos minerais de minério de ganga, foram performadas análises de microsonda eletrônica em diferentes litotipos do depósito de Riacho Seco. A relação completa destes resultados encontra-se no Apêndice E da presente tese. A seguir são apresentados, sob a forma de média, os sumários destes dados.

VII.5.1 Minerais de ganga

Os cálculos para a conversão de cátions dos anfibólios seguiram os procedimentos adotados por Deer et al. (1992). Foi utilizada a classificação proposta por Leake et al. (1991; 1997), na qual os autores propõem o cálculo dos mols de Fe^{3+} pelo método 15eK (considerando o somatório de cátions igual a 15, sem o K). As médias dos resultados analíticos para os anfibólios do Depósito de Riacho Seco, assim como os cálculos para os cátions (para um total de 23O) estão dispostas na Tabela 10. Estas amostras estão plotadas no diagrama proposto por Leake et al. (1997; Figura 70).

Os anfibólios das amostras de anfibolito (LM-19/39,12) e de brecha hidrotermal com feldspato e biotita (LM-10/56,73) são classificadas como Mg-hornblendas, comparáveis aos anfibólios metamórficos da Mina Caraíba (GARCIA, 2013). Outra amostra de anfibolito, porém levemente orientado (LM-19/44,92), teve seus anfibólios classificados como actinolita-hornblenda. Amostras com alteração hidrotermal tardia com calcita em anfibólitos (LM-19/43,50 e BR-10/86,90), foram classificadas como actinolita, similares submetidas a processos metassomáticos comparáveis, no Vale do Curaçá.

Os cálculos de micas analisadas de três amostras do DRC foram conduzidos, igualmente, sob as orientações explanadas em Deer et al. (1992), tendo a estimativa do Al^{vi} sendo feita de acordo com o preenchimento do sítio Y, e do Fe^{3+} com o balanço total de cargas (Tabela 11). Para a classificação de duas destas, foram utilizados os diagramas para micas ferro-magnesianas propostos por Foster (1960) e Deer et al. (1978; Figura 71).

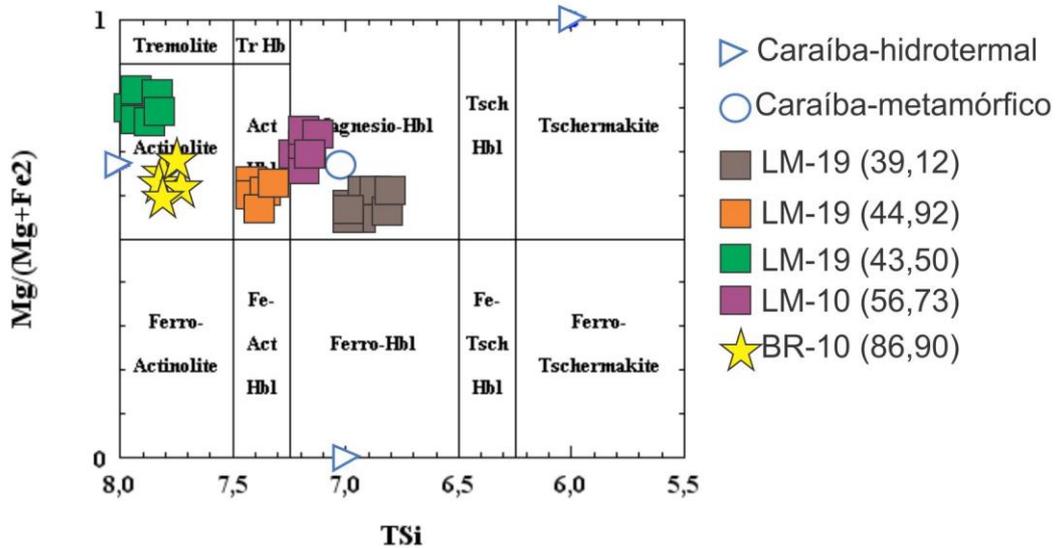
Observa-se que a amostra LM-19 (39,12), de anfibolito, apresenta suas micas com maior tendência ao campo das Fe-biotitas, distando das análises das micas do Vale do Curaçá. A amostra LM-10 (56,73) é descrita como brecha hidrotermal, a anfibólios e biotita, e possui similaridade mais acentuada com as Mg-biotitas, se assemelhando às flogopitas hidrotermais dos depósitos do DVC.

Tabela 10: Análises de microsonda eletrônica de anfibólios do Depósito de Riacho Seco.

Amostra	BR-10 (86,90)		LM-19 (39,12)		LM-19 (44,92)		LM-19 (43,50)		LM-10 (56,73)	
%	Média (N=15)	Desv.Pad	Média (N=10)	Desv.Pad	Média (N=11)	Desv.Pad	Média (N=17)	Desv.Pad	Média (N=18)	Desv.Pad
SiO2	48,34	4,46	41,35	1,12	47,69	1,96	51,83	0,81	44,72	1,28
Al2O3	6,37	2,05	12,84	0,35	8,99	2,03	4,93	0,64	9,54	0,89
Na2O	0,87	0,35	1,35	0,08	1,29	0,34	0,67	0,10	0,98	0,10
K2O	0,48	0,19	1,13	0,13	0,20	0,05	0,12	0,02	0,97	0,15
FeO	12,30	3,31	14,32	0,80	12,26	1,60	8,89	0,65	13,21	0,41
MgO	14,34	2,70	10,43	0,17	14,92	1,40	17,23	0,67	12,13	0,61
CaO	11,83	0,70	11,58	0,26	9,22	2,21	11,84	0,20	11,77	0,23
MnO	0,35	0,10	0,31	0,04	0,28	0,09	0,20	0,06	0,35	0,06
NiO	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,02	0,03
TiO2	0,27	0,14	0,74	0,13	0,51	0,17	0,29	0,07	0,32	0,10
Cr2O3	0,09	0,11	0,02	0,03	0,42	0,25	0,03	0,04	0,07	0,06
V2O3	0,03	0,03	0,06	0,05	0,07	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04
F	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03
Cl	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,08	0,07
Total	95,34	1,86	94,23	1,99	95,96	0,77	96,12	1,25	94,20	1,99
Cátions na base 23(O)										
Si	7,81	0,41	6,91	0,07	7,45	0,17	8,11	0,09	7,40	0,11
Al iv	1,23	0,43	2,53	0,04	1,66	0,39	0,91	0,12	1,86	0,17
Al vi	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,28	0,12	0,44	0,03	0,39	0,11	0,20	0,03	0,31	0,03
K	0,10	0,04	0,24	0,03	0,04	0,01	0,02	0,00	0,21	0,03
Fe2+	1,68	0,52	2,00	0,09	1,60	0,17	1,16	0,09	1,83	0,07
Fe3+	0,37	0,21	0,17	0,05	0,21	0,06	0,51	0,06	0,32	0,04
Mg	3,44	0,52	2,60	0,08	3,47	0,25	4,02	0,12	2,99	0,12
Ca	0,09	0,04	0,20	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,17	0,03
Mn	0,05	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Ti	0,03	0,02	0,09	0,01	0,06	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01
Cr	0,01	0,02	0,00	0,01	0,07	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01
V	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Σ Cátions	15,10	0,04	15,07	0,05	15,04	0,01	15,02	0,00	15,21	0,03

Fonte: autor.

Figura 70: Diagrama de classificação de anfibólios (segundo LEAKE et al., 1997) para amostras do Depósito de Riacho Seco. Análises de anfibólios da Mina Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.



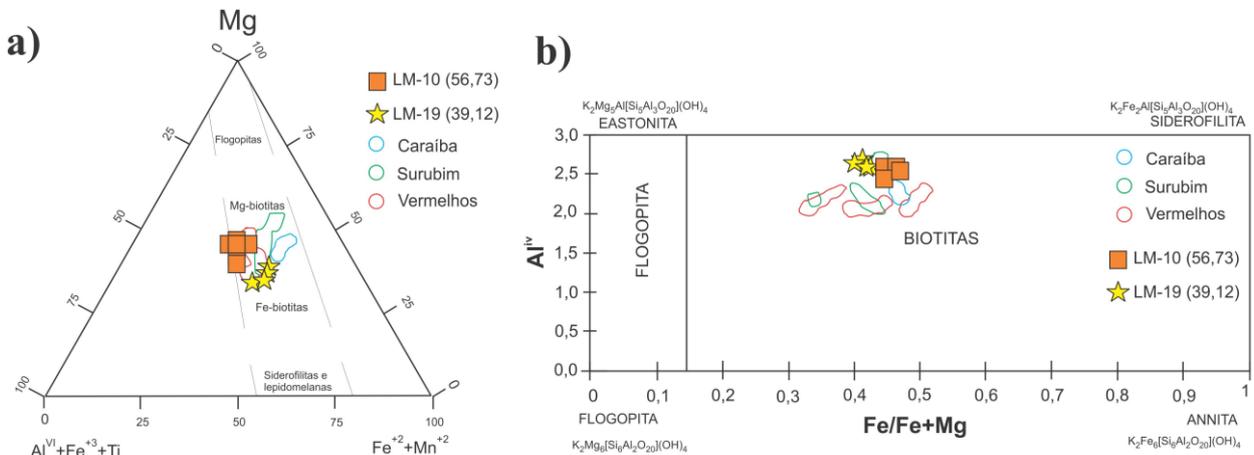
Fonte: autor.

Tabela 11: Análises de microsonda eletrônica de micas do Depósito de Riacho Seco.

Amostra	LM-19 (39,12)		LM-10 (56,73)		BR-10 (86,90)
%	Média (N=4)	Desv.Pad	Média (N=18)	Desv.Pad	(N=1)
SiO2	34,67	2,10	36,33	1,39	47,63
Al2O3	15,22	0,18	15,78	0,23	30,12
Na2O	0,24	0,05	0,13	0,04	0,18
K2O	9,17	0,11	9,72	0,21	10,53
FeO	16,01	0,35	15,11	0,40	2,83
MgO	12,87	0,23	13,52	0,28	1,81
CaO	0,02	0,02	0,03	0,02	0,09
MnO	0,19	0,08	0,21	0,05	0,00
NiO	0,23	0,26	0,03	0,05	0,00
TiO2	2,75	0,18	1,32	0,14	0,00
Cr2O3	0,06	0,05	0,10	0,06	0,08
V2O3	0,06	0,04	0,05	0,04	0,02
F	0,25	0,03	0,17	0,05	0,00
Cl	0,06	0,00	0,07	0,03	0,02
Total	91,68	2,35	92,49	1,59	93,29
Cátions na base 22(O)					
Si	5,10	0,15	5,26	0,07	6,10
Al iv	2,64	0,06	2,68	0,05	4,54
Al vi	0,83	0,15	1,09	0,08	0,00
Na	0,07	0,01	0,04	0,01	0,04
K	1,72	0,04	1,78	0,04	1,72
Fe2+	1,97	0,09	1,82	0,05	0,30
Fe3+*	0,01	0,26	0,00	0,00	0,20
Mg	2,83	0,04	2,90	0,06	0,35
Ca	1,45	0,04	1,50	0,03	1,44
Mn	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00
Ni	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00
Ti	0,30	0,02	0,14	0,02	0,00
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
V	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Σ Cátions	16,16	0,13	16,16	0,07	14,51
Mg/(Mg+Fe)	0,59	0,01	0,61	0,01	0,53

Fonte: autor.

Figura 71: Diagramas de classificação das micas do depósito de Riacho Seco, segundo Foster (1960; a) e Deer et al. (1978; b). Constam os campos das análises dos depósitos de Caraíba, Surubim e Vermelhos feitas por Garcia (2013).



Fonte: autor.

VII.5.2 Minerais de minério

Análises de microsonda eletrônica foram conduzidas nos sulfetos de cobre, responsáveis pelas mineralizações estudadas na região de Riacho Seco. O presente estudo traz resultados em calcopiritas e bornitas de anfibolitos mineralizados amostrados em testemunhos de sondagem dos alvos Lagoa do Massapê e Bom Recurso. As médias dos teores elementares para as calcopiritas estudadas estão relacionadas na Tabela 12.

Visando à comparação com os processos metalogenéticos atuantes nos depósitos do Vale do Curaçá, as amostras de Riacho Seco foram plotadas em diagramas multielementares de elementos calcófilos menores e traço propostos por Garcia (2013; Figura 72). Nota-se que, em geral, as amostras de Riacho Seco apresentam padrões coerentes entre si e divergentes daqueles relacionados ao DVC.

Teores levemente mais acentuados de Zn e francamente empobrecidos de Bi, distinguem os dois grupos de sulfetos. Nota-se ampla variação nos teores de Pb das amostras do DRS, que se apresentam mais concentradas no metal do a calcopirita magmática e menos enriquecidos do que a curva do mineral hidrotermal. As amostras de Riacho Seco possuem valores mais expressivos de Au que as do DVC, e Ag, Cd e Pt mais elevados que a calcopirita hidrotermal, e o Pd encontra-se em teores intermediários entre os sulfetos de cobre formados por ambos os processos.

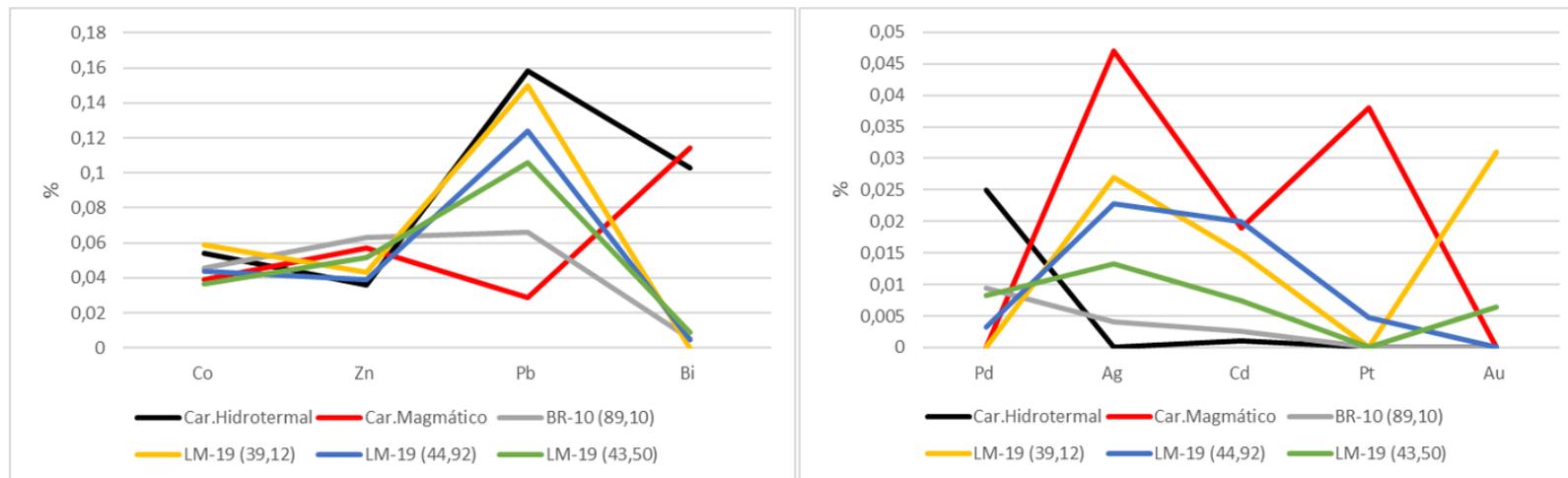
Com ocorrência mais restrita, foram realizadas análises em bornitas de três amostras, dispostas na Tabela 13. Da mesma forma, os teores de elementos calcófilos menores e traço foram plotados em diagramas multielementares e comparados a análises de bornitas do Vale do Curaçá (Figura 73). Similarmente às calcopiritas, é possível notar amplas variações nos teores de Pb e Zn, este último mais elevado que as análises do DVC. Distintamente, notam-se teores de Bi associados às bornitas que, da mesma forma, mostram-se mais enriquecidas em Ag, Cd e Au que as análises tomadas como referência. Ainda com teores de Pb mais discretos que as bornitas hidrotermais, os baixos teores de Pt são características comuns entre os dois tipos de sulfetos de cobre estudados.

Tabela 12: Análises de microsonda eletrônica de calcopiritas do Depósito de Riacho Seco.

Amostra	%	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
BR-10 (89,10)	Média (N=2)	0,063	0,000	0,030	32,129	33,728	0,066	0,006	0,003	29,320	0,046	0,000	0,071	0,000	0,004	0,000	0,010	95,473
	Desv.Pad	0,089	0,000	0,013	1,841	0,238	0,017	0,008	0,004	0,241	0,022	0,000	0,025	0,000	0,003	0,000	0,013	1,790
LM-19 (39,12)	Média (N=2)	0,044	0,000	0,004	32,691	33,905	0,150	0,000	0,015	28,871	0,059	0,005	0,037	0,031	0,027	0,000	0,000	95,838
	Desv.Pad	0,062	0,000	0,006	0,667	0,713	0,075	0,000	0,007	0,214	0,003	0,007	0,036	0,044	0,028	0,000	0,000	1,706
LM-19 (44,92)	Média (N=5)	0,039	0,000	0,027	32,363	33,660	0,124	0,005	0,020	28,701	0,044	0,022	0,037	0,000	0,023	0,005	0,003	95,072
	Desv.Pad	0,034	0,000	0,038	1,188	0,970	0,059	0,009	0,017	0,200	0,023	0,017	0,024	0,000	0,020	0,011	0,005	2,197
LM-19 (43,50)	Média (N=19)	0,114	0,000	0,008	33,522	34,572	0,062	0,000	0,003	28,920	0,019	0,015	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	97,242
	Desv.Pad	0,052	0,000	0,016	33,460	34,367	0,106	0,009	0,007	29,070	0,037	0,006	0,029	0,006	0,013	0,000	0,008	97,187

Fonte: autor.

Figura 72: Diagramas multielementares de calcófilos para as médias das calcopiritas do depósito de Riacho Seco. Análises de calcopiritas magmática e hidrotermal da Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.



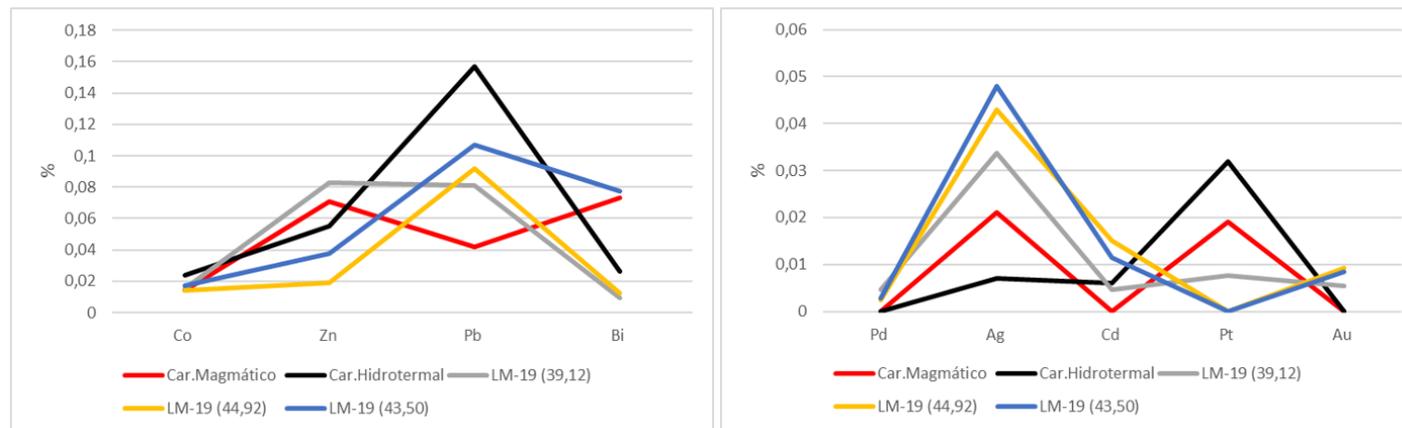
Fonte: autor. Modificado de Garcia (2013).

Tabela 13: Análises de microsonda eletrônica de bornitas do Depósito de Riacho Seco.

Amostra	%	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
LM-19 (39,12)	Média (N=7)	0,083	0,000	0,037	62,883	25,168	0,081	0,009	0,005	10,748	0,015	0,005	0,034	0,005	0,034	0,008	0,005	99,120
	Desv.Pad	0,066	0,000	0,031	0,590	0,253	0,045	0,022	0,012	0,207	0,015	0,013	0,023	0,013	0,013	0,020	0,006	0,770
LM-19 (44,92)	Média (N=6)	0,019	0,000	0,043	62,754	25,187	0,092	0,013	0,015	10,754	0,014	0,007	0,018	0,009	0,043	0,000	0,002	98,969
	Desv.Pad	0,015	0,000	0,030	0,897	0,355	0,052	0,014	0,019	0,353	0,010	0,011	0,017	0,015	0,013	0,000	0,005	1,264
LM-19 (43,50)	Média (N=15)	0,038	0,000	0,045	63,200	25,362	0,107	0,077	0,012	11,027	0,017	0,013	0,048	0,008	0,048	0,000	0,003	100,005
	Desv.Pad	0,047	0,000	0,035	1,133	0,256	0,088	0,082	0,014	0,301	0,014	0,017	0,030	0,017	0,018	0,000	0,006	1,067

Fonte: autor.

Figura 73: Diagramas multielementares de calcófilos para as médias das bornitas do depósito de Riacho Seco. Análises de bornitas magmática e hidrotermal da Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação



Fonte: autor. Modificado de Garcia (2013).

VII.6 GEOCRONOLOGIA

Análises U-Pb e Lu-Hf, inéditas, do presente estudo trazem informações relevantes, que mostram uma história de evolução polifásica para os depósitos de cobre (e o fragmento crustal) Riacho Seco. A relação completa dos parâmetros analíticos obtidos das amostras de anfíbolitos analisadas para estudos geocronológicos encontra-se disposta no Apêndice G. A seguir, constam os aspectos mais relevantes destes resultados, expostos sob a forma de diagramas de isócronas e de razões Lu-Hf.

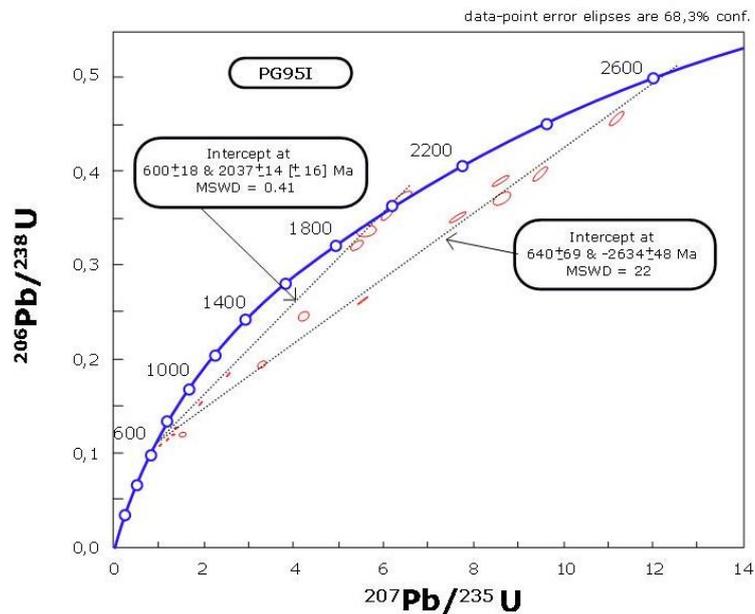
VII.6.1 Idades U-Pb

As duas amostras de anfíbolito datadas foram coletadas em diferentes garimpos: Jacu (amostra PG-95-I) e Lagoa do Massapê (PG-94-B). A primeira teve seus zircões datados através do método U-Pb SHRIMP, enquanto a segunda foi analisada segundo o método U-Pb LA-ICP-MS. O anfíbolito do garimpo Jacu teve 18 zircões analisados, que forneceram quatro diferentes interceptos no diagrama de isócrona (Figura 74): 2634 ± 48 e 640 ± 69 Ma (MSWD = 22), 2037 ± 14 e 600 ± 18 Ma (MSWD = 0,41). Estes zircões apresentam ampla variação nos valores de ^{206}Pb comum (0 a 1,98 %), nas razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (entre 0,04 e 0,97) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (corrigida para ^{204}Pb): de 903 a 2648 Ma. A amostra do garimpo Lagoa do Massapê forneceu duas idades: 2020 ± 31 e 620 ± 29 Ma (MSWD = 0,89; Figura 75). Os parâmetros isotópicos variaram em intervalos mais estreitos do que amostra anterior: ^{206}Pb comum (0 a 1,27 %), razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (entre 0,08 e 0,67) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (corrigida para ^{204}Pb) entre 943 a 2468 Ma.

VII.6.2 Análises Lu-Hf LA-ICP-MS

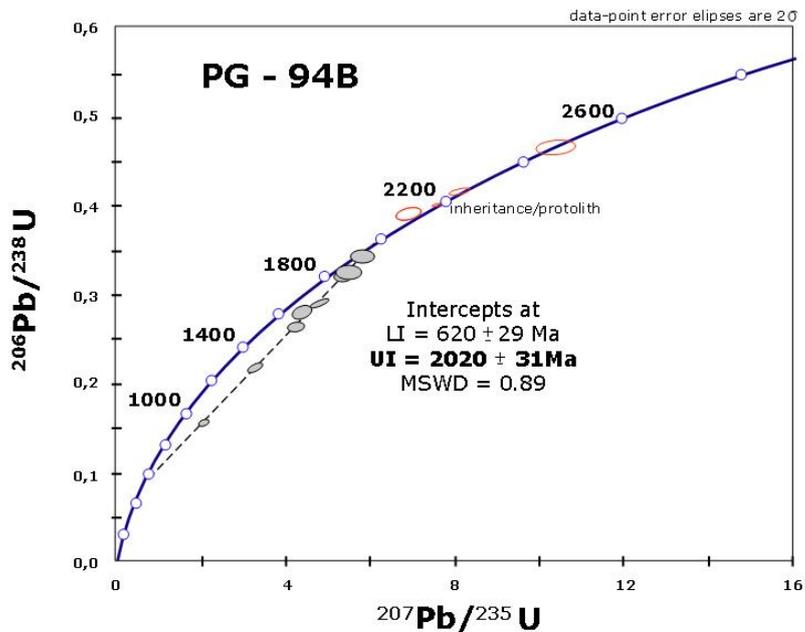
Os dados Lu-Hf mostram ampla variação dos valores das idades calculadas T_{DM} (entre 2073 e 4144 Ma para a amostra PG-95-I e 2649 e 3588 Ma para a PG-94-B), e razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ para ambas as amostras (Figura 76). Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(T_1)$ e $\epsilon_{\text{Hf}}(T_{\text{DM}})$ do anfíbolito PG-95-I distribuem-se entre -20,66 e +8,23 e +0,95 e +8,67, respectivamente, enquanto no PG-94-B, os resultados variam entre -22,40 e -1,49 ($\epsilon_{\text{Hf}}(T_1)$) e de +3,06 a +6,56 ($\epsilon_{\text{Hf}}(T_{\text{DM}})$).

Figura 74: Isócrona obtida com análises U-Pb SHRIMP em zircões da amostra PG-95-I, anfibolito do garimpo Jacu, na região de Riacho Seco.



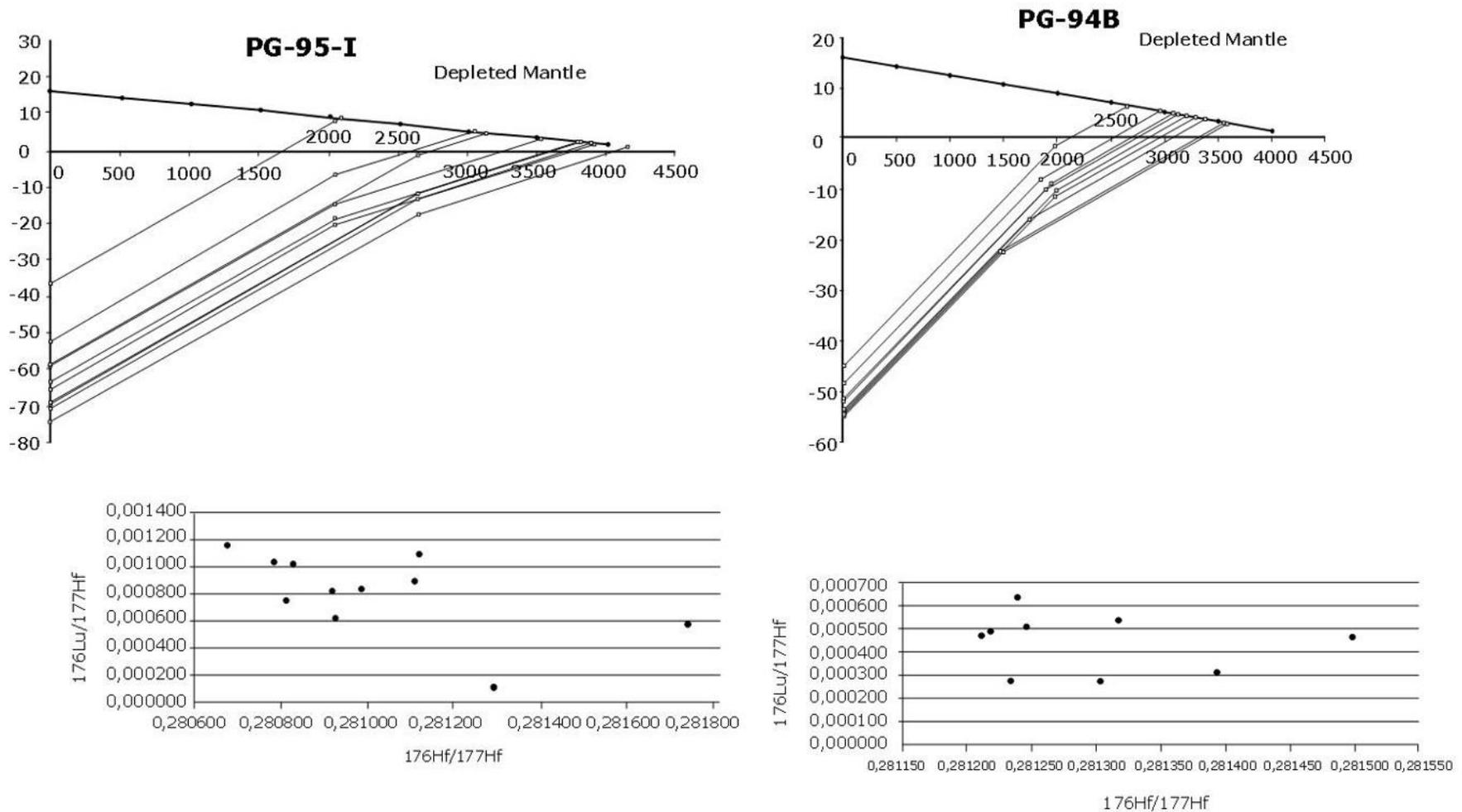
Fonte: autor.

Figura 75: Diagrama de concórdia para a amostra PG-94-B, obtido a partir de análises U-Pb LA-ICP-MS anfibolito do garimpo Lagoa do Massapê, Riacho Seco.



Fonte: autor.

Figura 76: Diagramas com idades TDM e razões isotópicas Lu-Hf nos zircões analisados das amostras PG-95-I (anfíbolito do garimpo Jacu), e PG-94-B (anfíbolito do garimpo Lagoa do Massapê).



Fonte: autor.

VII.7 CONCLUSÕES PARCIAIS

O mapeamento e as observações geológicas aliados às análises de microsonda eletrônica e dados geocronológicos inéditos permitem uma visão integrada dos processos geológicos e metalogenéticos que atuaram sobre os depósitos cupríferos de Riacho Seco (Curaçá). As mineralizações estão associadas a corpos de rochas metamáficas anfibolitizadas, intercaladas a mármores e calcissilicáticas. Todo o conjunto está encaixado em ortognaisses migmatíticos e foi submetido a, ao menos, três fases de dobramentos (duas coaxiais e uma não-coaxial, como proposto por SANTANA et al., 1983).

Com grande parte do minério oxidado (rico em malaquita, com crisocola associada) lavrado predatoriamente, sulfetos de cobre (calcopirita e bornita) são observados apenas em testemunhos de sondagem. Os anfibolitos foram, localmente, submetidos à ação de fluidos hidrotermais, resultando em silicificação, carbonatação, além da formação de clorita e actinolita, todos com associação secundária a remobilizações de sulfetos. Níveis ricos em biotita, entretanto, são frequentes hospedeiros de mineralizações hidrotermais. Análises de microsonda eletrônica revelaram elevados teores de Ag, Pd e Au nas calcopiritas e bornitas do DRS.

Idades U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão inéditas, obtidas pelo presente estudo, confirmam uma filiação neoarqueana para os anfibolitos dos depósitos de cobre de Riacho Seco – 2.6 Ga. Da mesma forma, é possível notar a presença de diversos zircões paleoproterozoicos (ca. 2.0 Ga) e com perda de chumbo tendendo ao neoproterozoico – 0.6, evidenciando a importância destes dois eventos orogênicos na história evolutiva do Fragmento Riacho Seco. Os dados Lu-Hf mostram ampla variação dos valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(T_1)$ e T_{DM} , entre 2,0 e 4,1 Ga, condizente com uma história de reciclagem crustal de litotipos arqueanos.

Desta forma, é possível estabelecer a evolução tectônica-metalogenética dos depósitos cupríferos da região de Riacho Seco, contada em três estágios:

- (i) Neoarqueano (ca. 2,6 Ga): deposição de protólitos vulcânicos máficos, intercalados a rochas sedimentares químicas (carbonatos e margas) e pelíticas sobre ortognaisses com estruturas Sn. As mineralizações primárias de sulfetos de cobre são, aqui, admitidas como disseminações nas rochas

vulcânicas máficas, possivelmente por interação com os sedimentos encaixantes.

- (ii) Paleoproterozoico (ca. 2,0 Ga): deformação coaxial (estágios S_{n+1} e S_{n+1}'), hidrotermalismo com local remobilização de sulfetos, metamorfismo na fácies anfibolito;
- (iii) Neoproterozoico (ca. 600 Ma): incorporação do Fragmento Riacho Seco na Província Borborema à beira do Cráton do São Francisco, como resultado do ciclo orogênico Brasileiro. Deformação não-coaxial (estágio S_{n+2} , provavelmente na fácies anfibolito, devido à falta de sobreposição paragenética), vênulas tardias de carbonato, clorita e actinolita promoveram restritas remobilizações de sulfetos, chegando, inclusive, nos litotipos encaixantes.

CAPÍTULO VIII

REAÇÕES METASSOMÁTICAS E AS MINERALIZAÇÕES DO DEPÓSITO DE Cu-Au-Fe-(V) DE SERROTE DA LAJE, ARAPIRACA, ALAGOAS

Localizados entre as cidades de Arapiraca e Craíbas, no agreste alagoano, os depósitos de Serrote da Laje (SLJE) e Caboclo abrigam uma associação metalogenética peculiar: mineralizações de Cu-Au hospedadas por litotipos máfico-ultramáficos ricos em Fe-V espinélios. As múltiplas intrusões, colocadas em torno de 2,0 Ga sob a forma de diques e pipes, são formadas por estratos de piroxenitos e noritos intercalados com magnetitos (CANEDO, 2016). Disseminações de calcopirita e bornita constituem a principal forma de ocorrência do minério cuprífero, que localmente estão associadas a veios e brechas mineralizados, resultantes de processos de alteração hidrotermal (SIMPSON, 2008; FOO et al., 2012).

Trabalhos exploratórios realizados pela CPRM (à época Companhia de Pesquisas em Recursos Minerais, atual Serviço Geológico do Brasil), no ano de 1979 reconheceram teores anômalos de Cu e Ni associados a rochas máfico-ultramáficas na região de Arapiraca, Alagoas. Uma síntese das quatro décadas de estudos exploratórios na região está disponível no *website* da Aura Minerals Inc. (www.auraminerals.com). Estudos conduzidos pela DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração), uma antiga subsidiária da Vale, confirmaram as anomalias geoquímicas e desenvolveram programa de sondagem sobre elas, reportando recursos minerais estimados em 26,7 Mt a 0,72% de Cu, no ano de 1991.

A descoberta de jazidas de classe mundial na Província Mineral de Carajás (i.e., Alemã, Cristalino, Sossego e Salobo) levou a uma interrupção dos trabalhos exploratórios na década de 1990 no depósito de SLJE. A retomada exploratória se deu 1998 e, até o ano de 2002, foi conduzida uma segunda campanha de sondagem. Através de sua subsidiária (Mineração Vale Verde Ltda.), a Aura Minerals Inc. assumiu adquiriu os direitos minerários e conduziu nova campanha de sondagem, resultando em recursos medidos de 137,46 Mt a 0,49% de Cu (CANEDO, 2016).

O presente capítulo versa sobre as mineralizações de cobre do depósito de Serrote da Laje, suas relações com as demais concentrações metálicas e a importância das reações metassomáticas dentro dos processos metalogenéticos caracterizados. A reinterpretção da

gênese do depósito é feita com base na integração de dados geológicos, dados geoquímicos de sondagem com resultados inéditos de microsonda eletrônica, de minerais de ganga e minério. Uma comparação aprofundada com os depósitos do Distrito do Vale do Curaçá (DVC), ao final do capítulo, fornece uma nova visão dos processos mineralizantes observados no depósito de Serrote da Laje.

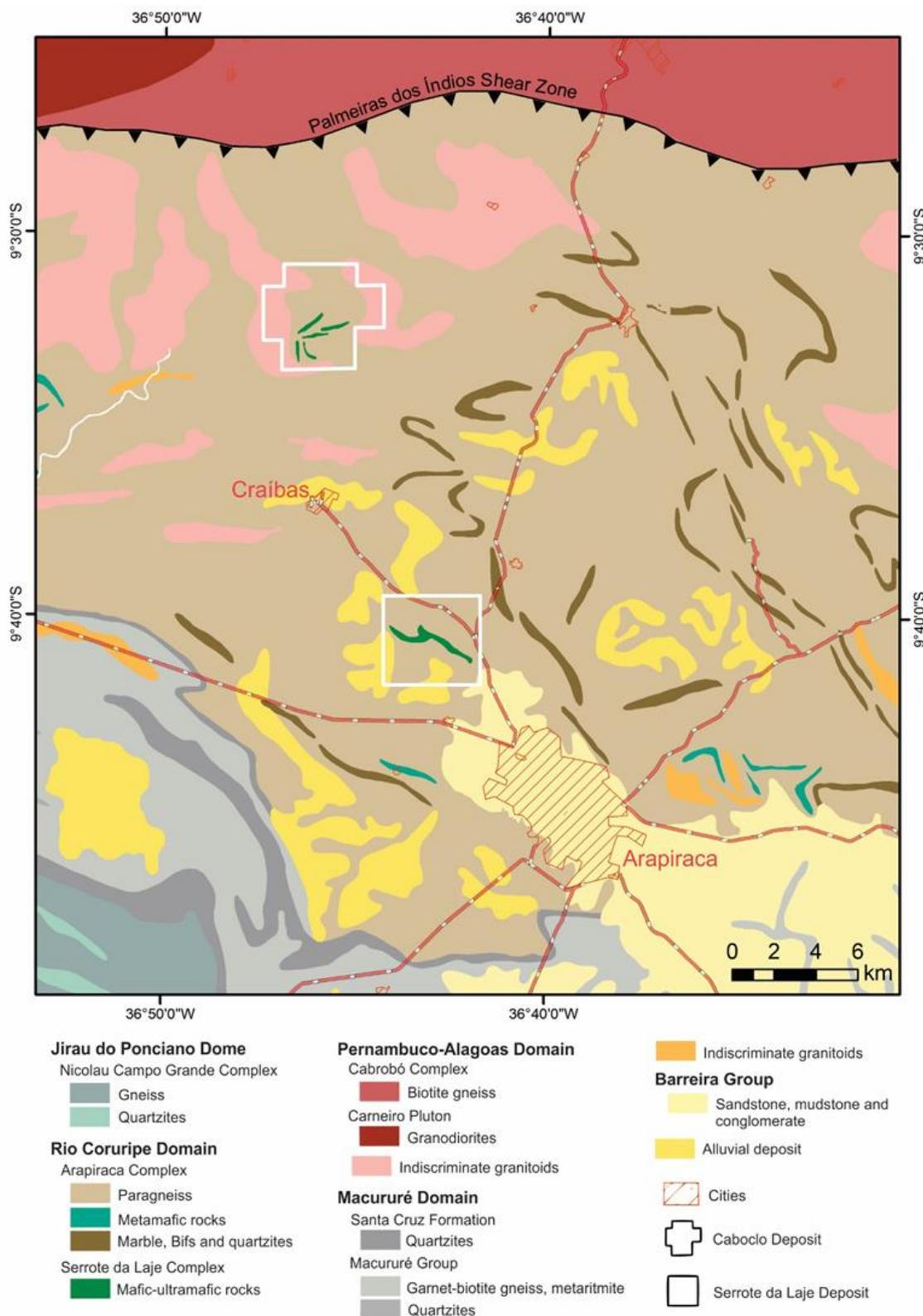
VIII.1 GEOLOGIA REGIONAL

As rochas máfico-ultramáficas que hospedam o depósito de Serrote da Laje estão, regionalmente, inseridas na Província Borborema, uma complexa associação de cinturões e supracrustais intensamente afetadas pelo Ciclo Brasileiro (ALMEIDA et al., 1981). Brito-Neves et al. (2000) delimitaram cinco domínios na Província Borborema: (i) Domínio Médio Coreaú; (ii) Domínio Ceará Central; (iii) Domínio Rio Grande do Norte; (iv) Domínio Central (ou da Zona Transversal); (v) Domínio Sul, que abriga as faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana, além do maciço (ou terreno) Pernambuco-Alagoas (PEAL), principal elemento deste domínio.

A Faixa Sergipana, neoproterozoica, aflora quase que na totalidade do estado de Sergipe, compreendendo também parte de Alagoas e do nordeste da Bahia. Foi formada pela colisão entre o Cráton Congo-São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas, mais a norte (BRITO-NEVES et al., 1977). Amorim et al. (1995) dividiram, na folha Arapiraca a Faixa de Dobramentos Sergipana em dois segmentos: a Faixa Sergipana e a Zona Sul-alagoana, um terreno complexo que engloba uma estrutura dômica do embasamento arqueano a paleoproterozoico, rodeado por rochas supracrustais, pertencentes aos domínios sergipanos, separadas nos domínios Rio Coruripe, Major Isidoro, Traipu e Jaramataia.

Segundo Silva-Filho & Torres (2002), O Domínio Rio Coruripe abriga sequências-vulcanossedimentares associadas a ambientes de rift (Complexo Jaramataia), intrusão máfico-ultramáfica, e relictos de gnaisses arqueanos. O Complexo Jaramataia, localmente dividido em complexos Arapiraca e Jirau do Ponciano, consiste em rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares metamorfisadas nas fácies anfíbolito a granulito, que circundam e repousam sobre os domos de embasamento arqueano (MENDES et al., 2009; Figura 77). Estes litotipos são interpretados por Silva-Filho et al. (2003) como depositados no Mesoproterozoico. Neste contexto, hospedada por paragneisses localiza-se a intrusão do Serrote da Laje.

Figura 77: Mapa geológico da parte central do estado do Alagoas, mostrando a localização dos depósitos do Serrote da Laje e Caboclo.



Fonte: Canedo (2016). Modificado de Mendes et al. (2009).

VIII.2 TRABALHOS ANTERIORES

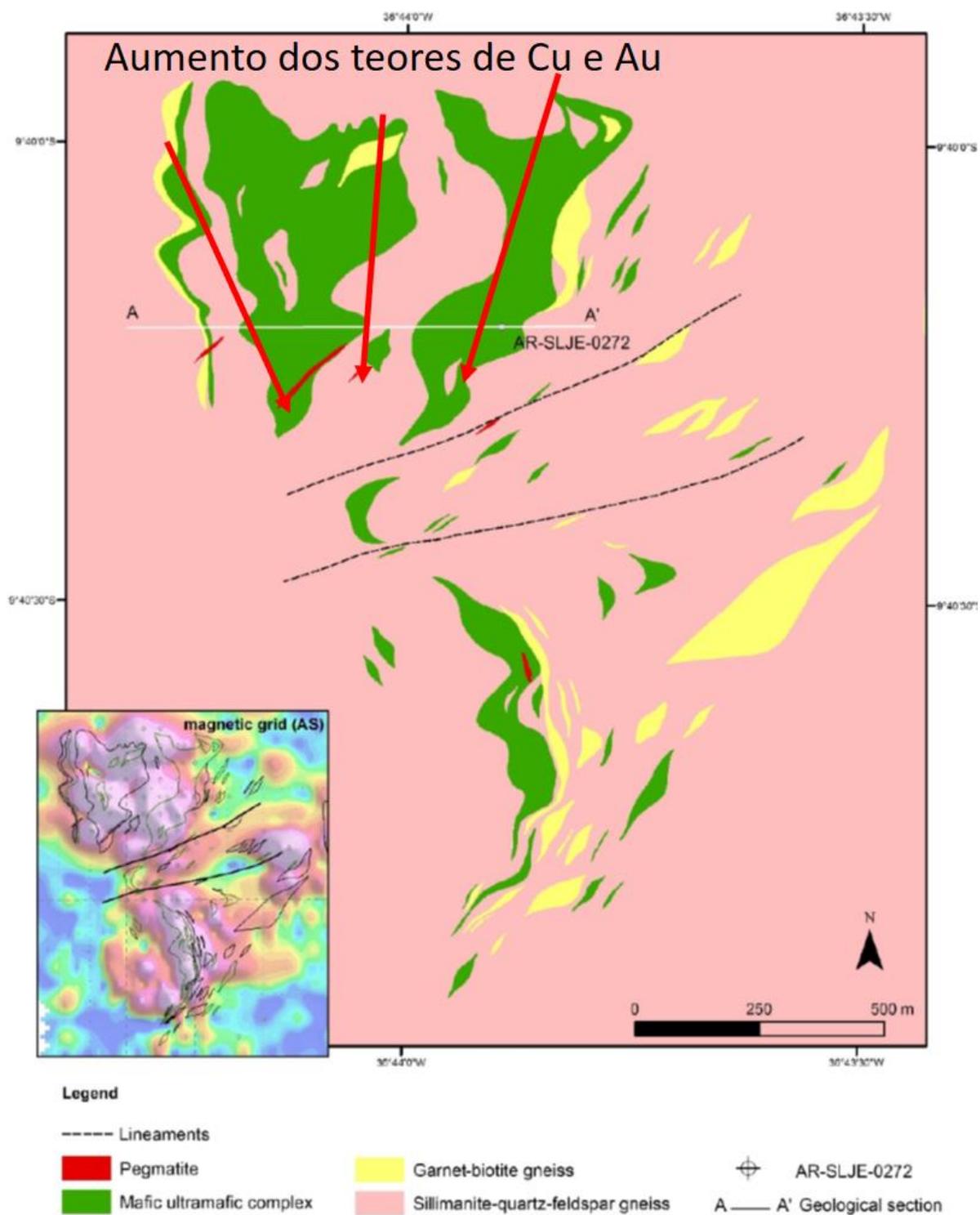
Extensivamente comparando à mina Caraíba e ao distrito de O'okiep (África do Sul), Horbach & Marimon (1988) foram responsáveis pelo estudo pioneiro do Depósito de Serrote da Laje. Os autores descrevem o complexo máfico-ultramáfico de Serrote da Laje, encaixado em rochas metassedimentares (Figura 78; silimanita-feldspato gnaisses, biotita-cordierita-granada gnaisses porfiroblásticos e calcissilicáticas com anidrita), que abriga mineralização de cobre disseminada hospedada por hiperstenitos, noritos, camadas maciças de magnetita (até 2m de espessura) e seus correspondentes metamórficos (magnetita-biotita xistos; Figura 79). A sequência está falhada e deformada em, pelo menos quatro fases de deformação plástica e foi submetida a metamorfismo na fácies granulito, e retrógrado para a fácies anfibolito (e estruturalmente controlado para xisto verde).

Horbach & Marimon (1988) descrevem alta razão Cu:Ni no minério, formado pela paragênese óxido-sulfeto, composta primordialmente por: magnetita, ilmenita, hercinita, calcopirita, bornita, pentlandita e ouro, com fases menores representadas por violarita, melonita e teluretos de níquel, chumbo e ouro. Mineralização remobilizada (minério tipo 2), com importância secundária, é documentada preenchendo fraturas em rochas gabbroicas e metassedimentares, com paragênese similar à citada com pirita e esfalerita. Os teores mais elevados de Au estão associados a veios com paragênese xisto verde. É salientado o quimismo toleítico e a natureza pré-tectônica distensional como aspectos comuns entre os depósitos de Serrote da Laje e Caraíba (HORBACH & MARIMON, op. cit.).

Amcoff & Figueiredo (1990), baseado em estudos petrográficos e de microsonda eletrônica nos óxidos do depósito de SLJE, sugerem que o complexo foi submetido a metamorfismo de alto grau seguido de resfriamento e oxidação, adicionalmente indicam que as camadas de norito não mineralizadas resfriaram-se em condições mais oxidadas do que os litotipos mineralizados. Dois eventos termais brasileiros afetaram a região, o mais antigo em torno de 666 Ma e o mais recente entre 579 e 544 Ma, segundo idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas por Brito et al. (2008). Os resultados de 666 Ma são associados à colocação de álcali-granitoides e biotitização dos litotipos máfico-ultramáficos do depósito de Serrote da Laje.

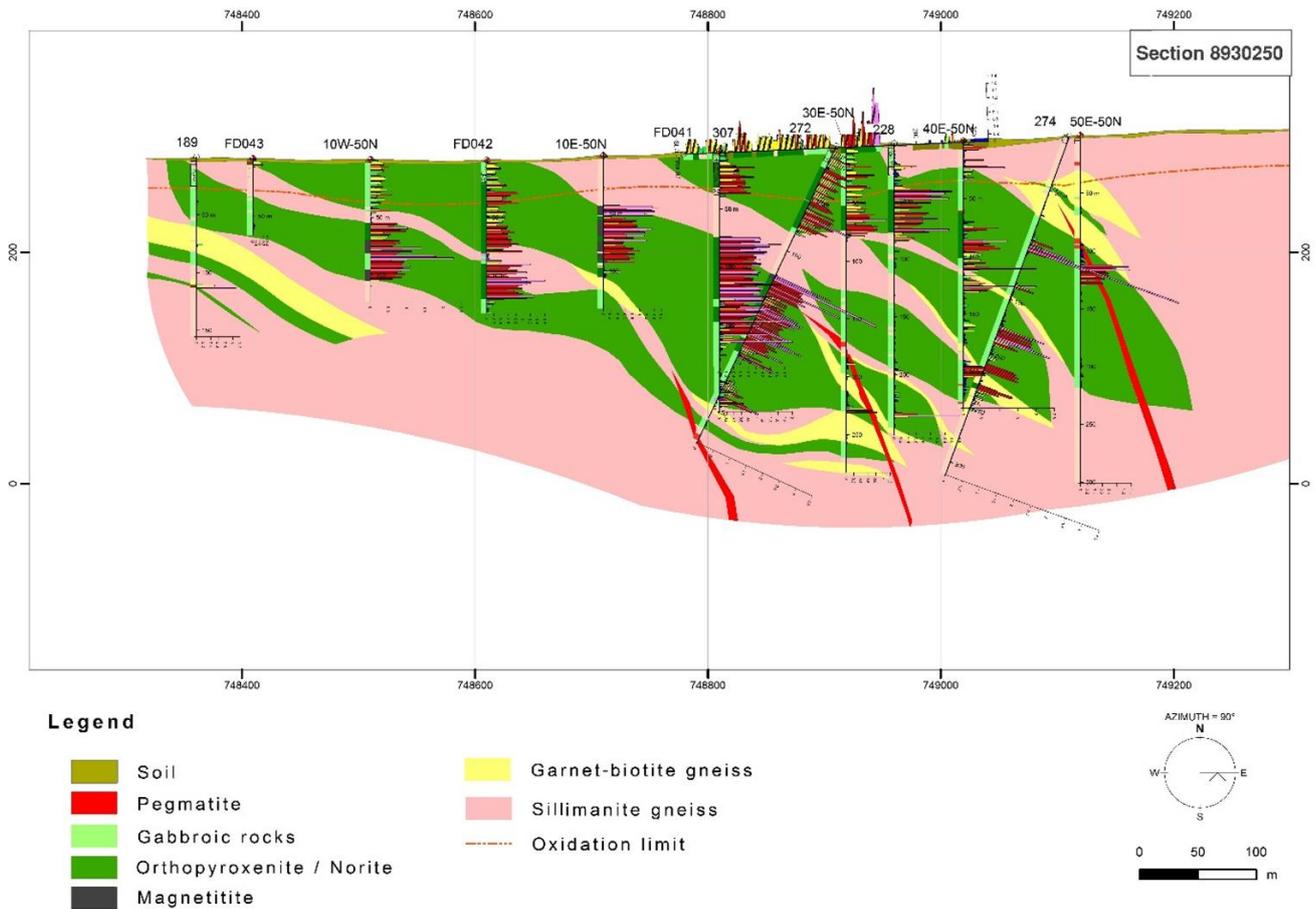
Simpson (2008) relata a não correlação dos teores de Cu-Au minério tipo 2 com Fe-Ti-Cr e Ni, em contraste com as mineralizações ortomagmáticas, amplamente predominantes (minério tipo 1). É descrita a ocorrência de grãos de ouro (de 0,1 mm ou menos) em fraturas preenchendo bornita e calcocita associadas à calcopirita. Foo et al. (2012) descrevem o minério tipo 2, hidrotermal, como epigenético e associado a alteração a biotita e anfibólio.

Figura 78: Mapa geológico do depósito de Serrote da Laje. A quadrícula mostra o mapa de sinal analítico (SA) da área mapeada. É possível notar a correspondência da intrusão máfico-ultramáfica com os domínios com alto valor de Sinal Analítico (AS).



Fonte: modificado de Canedo (2016)

Figura 79: Seção E-W do depósito de Serrote da Laje, contendo os teores de Cu dos furos de sondagem.



Fonte: Canedo (2016).

Canedo (2016) interpreta os depósitos de Serrote da Laje e Caboclo como pequenos diques e/ou *pipes*, com texturas magmáticas amplamente preservadas, e sua sequência de cristalização composta por ortopiroxênio, óxidos de Fe-Ti, plagioclásio e, por fim, clinopiroxênio. O acamamento das rochas máfico-ultramáficas é interpretado como fracionamento do magma parental *in situ*, ou devido a sucessivos pulsos. O autor indica correlação positiva dos sulfetos com FeO e Ti-V nos litotipos mineralizados, e sugere a combinação de cristalização fracionada do magma parental com oxidação do magma como mecanismo de formação dos sulfetos magmáticos com alta razão Cu/Fe dos depósitos de SLJE e Caboclo. A comparação entre as razões $\delta^{34}\text{S}$ dos minérios tipo 1 (entre -1,0 e 2,5 ‰) e tipo 2 (+7,5 a +13,0 ‰) suporta a gênese hidrotermal para a segunda classe. Canedo (op. cit.) obteve

idades U-Pb em zircão com interceptos em torno de 1,9 e 0,6 Ga, o primeiro associado pelo autor ao magmatismo primário e comparado temporalmente com a Mina Caraíba.

VIII.3 GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES DO DEPÓSITO

Os corpos máfico-ultramáficos do depósito de Serrote da Laje ocorrem, subaflorantes, em restrita extensão territorial com cerca de 2,5 km (E-W) por 4 km (N-S; Figura 78; CANEDO, 2016). Apresentam distinta assinatura geofísica magnetométrica (sinal analítico) e somente despontam em superfície no afloramento responsável por sua descoberta, a norte da área. Os litotipos estão intensamente deformados e dispostos, em mapa, em um sigmoide dextral grosseira orientado segundo a direção N-S. Além de pegmatitos, uma zona de cisalhamento NW-SE, de mesma cinemática, segmenta os diques e *pipes* máfico-ultramáficos.

A maior parte das reservas cupríferas está associada aos litotipos à norte da zona de cisalhamento e, apresentam maiores teores de Au e mais alterados hidrotermalmente próximos à esta importante estrutura. Os corpos máfico-ultramáficos mergulham para leste e, em seção (Figura 79) exibem a forma geral de dobras escalonadas em “z”. A presença de pegmatitos é constatada, embora pouco frequentes, não ocorrendo mais do que 3 vezes por seção integrada de furos de sondagem. Os teores de cobre distribuem-se de forma errática dentro pacote que engloba os diferentes litotipos hospedeiros.

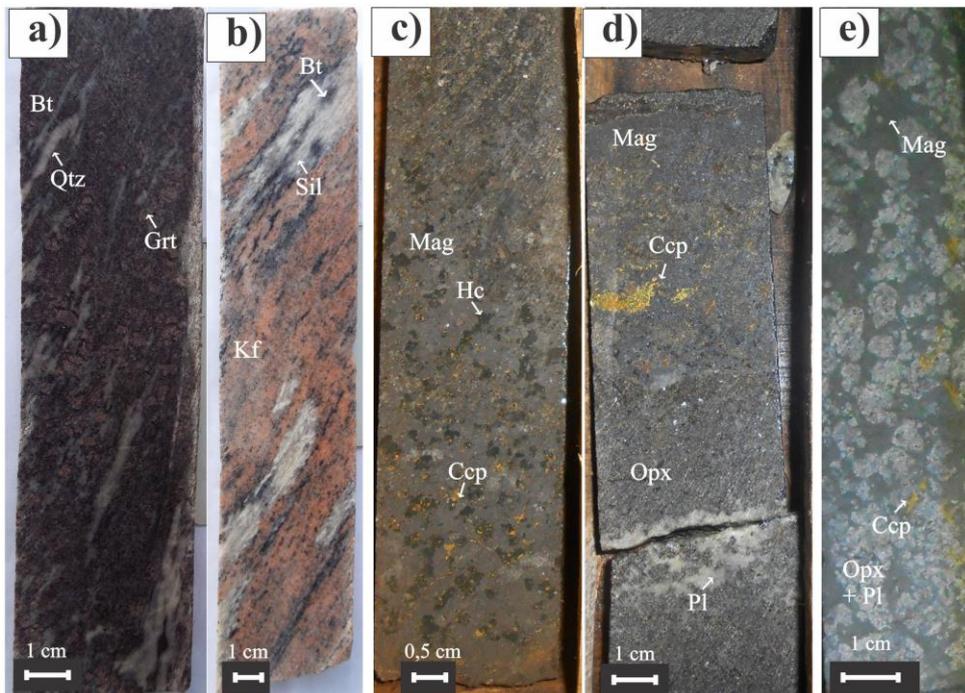
As rochas máfico-ultramáficas hospedeiras das mineralizações cupríferas do depósito de Serrote ocorrem como múltiplas intrusões em granada-biotita gnaisses e silimanita gnaisses (Fotografia 29a e b, respectivamente), os últimos caracterizados por avantajados cristais de silimanita em dimensões raramente observadas em litotipos similares. Cordierita, estauroлита e moscovita são frequentes em ambos os tipos de gnaisses, entretanto, são mais abundantes naqueles ricos em silimanita. Em mapa e seção, é possível notar a ampla predominância dos silimanita-gnaisses e a estreita relação espacial das lentes de granada-biotita gnaisses, mais raras, com as intrusões máfico-ultramáficas.

Os hercinita magnetititos (Fotografia 29c) ocorrem como estratos, com espessura que varia entre dezenas de centímetros e poucos metros, são compostos de 50 a 90% de magnetita maciça cumulática. Apresentam plagioclásio, flogopita, além de calcopirita, bornita, ilmenita e cromita como fases minerais *intercumulus* (Fotomicrografia 9a). A presença de arsenietos de níquel e pentlandita foi documentada associados a interstícios de cristais de hiperstênio em piroxênio magnetititos (Fotomicrografia 9b).

Cristais de hercinita e piroxênio ocorrem, nos litotipos mais evoluídos, como fases *cumulus* nos magnetitos e piroxênio magnetitos (Fotomicrografia 9c). Pequenas inclusões de cordierita foram descritas em alguns grãos de hercinita. Vênulas de calcopirita-quartzo-(carbonato), localmente, truncam a paragênese magmática, dominada por espinélios (Fotomicrografia 9d). As camadas de magnetitito fazem contato predominantemente gradacional com piroxenitos (hiperstenitos) e noritos (Fotografia 29d), registrados como camadas centimétricas e decimétricas, geralmente menos espessas que os magnetitos. Litotipos intermediários, compostos por razões similares de espinélios e silicatos são observados e denominados como magnetita piroxenitos ou magnetita noritos (Fotografia 29e).

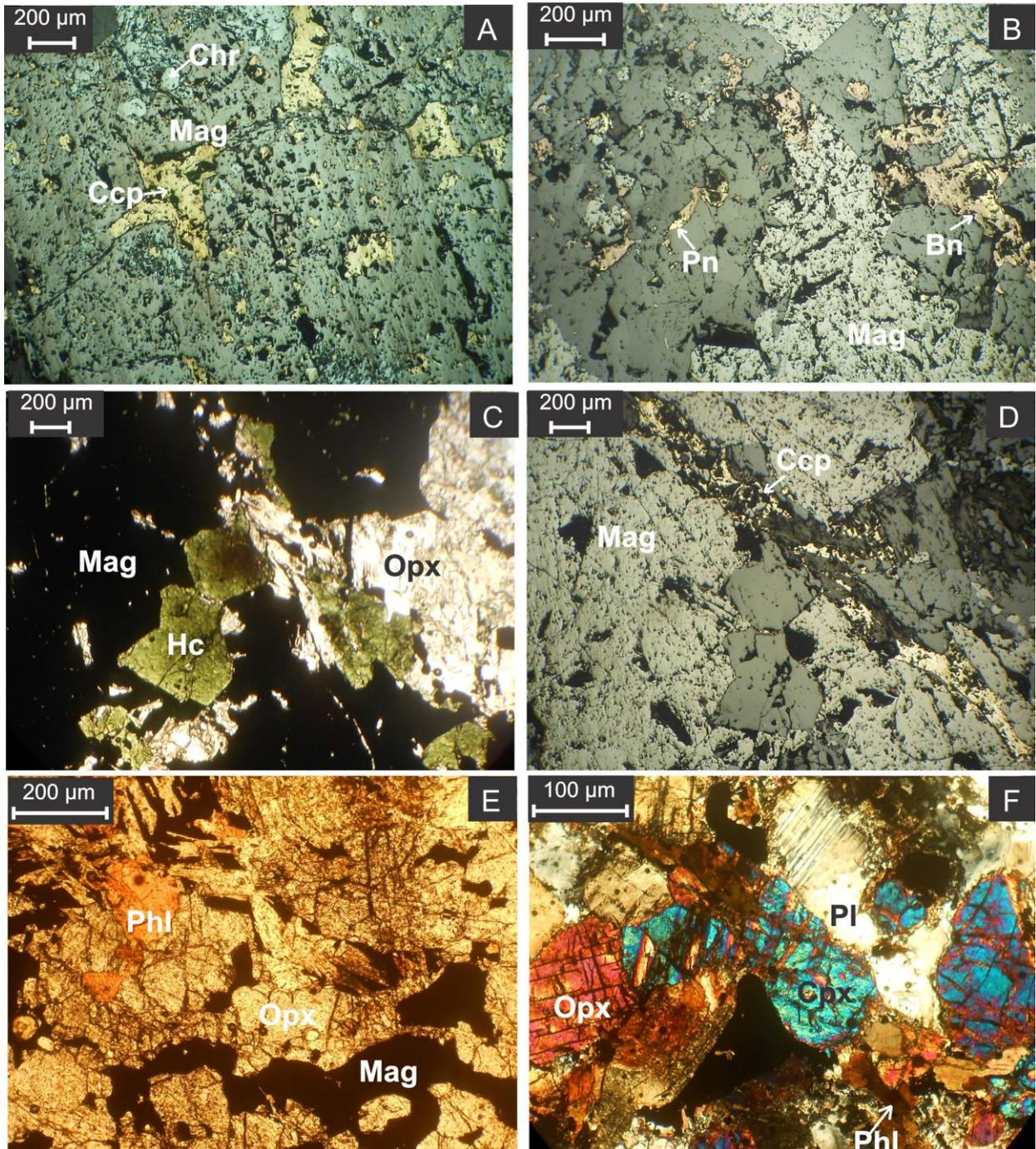
Os piroxenitos apresentam hiperstênio e espinélios (magnetita, hercinita, ilmenita, cromita) como principais fases cumulática, e plagioclásio flogopita e sulfetos e como minerais *intercumulus* (Fotomicrografia 9e). Noritos e gabro-noritos apresentam quantidades menos expressivas de sulfetos disseminados, e além de hiperstênio e espinélios, plagioclásio, granada, apatita e clinopiroxênio constituem estes cumulos (Fotomicrografia 9f).

Fotografia 29: Aspectos macroscópicos dos litotipos do depósito de Serrote da Laje: a) biotita-granada gnaiss; b) silimanita gnaiss; c) magnetitito; d) intercalação piroxenito, norito e magnetitito; e) magnetita piroxenito.



Fonte: autor. Abreviações – Bt: biotita; Qtz: quartzo; Grt: granada; Sil: silimanita; Kf: K-feldspato; Mag: magnetita; Hc: hercinita; Ccp: calcopirita; Opx: ortopiroxênio; Pl: plagioclásio.

Fotomicrografia 9: Aspectos petrográficos das rochas máfico-ultramáficas e mineralizações associadas do depósito de Serrote da Laje. a) disseminações de calcopirita e cromita em magnetitito (LR – 0293/304,40); b) bornita e disseminações de pentlandita em piroxênio magnetitito (LR – 0293/235,18); c) contato entre hercinita e piroxenito truncados por veio de quartzo-calcopirita em piroxênio magnetitito; d) mesmo campo de “c” em luz refletida (LP – 0293/235,18).; e) Magnetita e flogopita *intercumulus* em piroxenito (LP – amostra 0293/231,50); f) contato entre piroxênios, plagioclásio e flogopita e em norito (NC – 0272/193,28).



Fonte: autor. Abreviações – LP: Luz Planopolarizada; NC: Nicóis Cruzados; LR: Luz Refletida; Opx: ortopiroxênio; Phl: flogopita; Mag: magnetita; Cpx: clinopiroxênio; Pl: plagioclásio; Bn: bornita; Pn: pentlandita; Ccp: calcopirita; Chr: cromita; Hc: hercinita.

VIII.4 ALTERAÇÕES E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

O reconhecimento de feições de alteração hidrotermal e mineralizações secundárias no depósito de Serrote da Laje é documentado por diversos autores (HORBACH & MARIMON, 1988; SIMPSON, 2008; FOO et al., 2012; CANEDO, 2016). Os autores, de modo geral, descrevem as remobilizações de sulfetos de Cu (calcopirita, sem bornita) e ouro nativo (minério tipo 2) associadas à presença de zonas alteradas a anfibólios e biotitas, hospedadas por diferentes litotipos (gabros e encaixantes gnáissicas), não necessariamente comuns às hospedeiras mais frequentes. Canedo (2016) considera o minério tipo 2 como resultado de fluidos hidrotermais que remobilizaram o minério primário, e não indicam a existência de mineralização robusta de Cu-Au hidrotermal, que pudesse sugerir alvos exploratórios adicionais.

A não existência de um estudo sumário sobre as mineralizações hidrotermais do depósito de Serrote da Laje motivou o detalhamento exposto nesta seção. Os litotipos metassomatizados foram categorizados de acordo com as alterações ricas em anfibólios, na alteração à flogopita e em outros tipos de alteração, sendo as primeiras e as últimas relacionadas às concentrações secundárias de sulfetos de cobre.

VII.4.1 Alteração aos anfibólios

Zonas métricas ricas em hornblenda, predominantemente, em contatos difusos com os piroxenitos e noritos, constituem a expressão da alteração hidrotermal mais frequente no depósito de Serrote da Laje (Fotografia 30a). Os litotipos com coloração esverdeada que apresentam mais de 50% de hornblenda modal, aqui interpretada como de origem hidrotermal, são denominados, neste trabalho, por “hornblenda metassomatitos”.

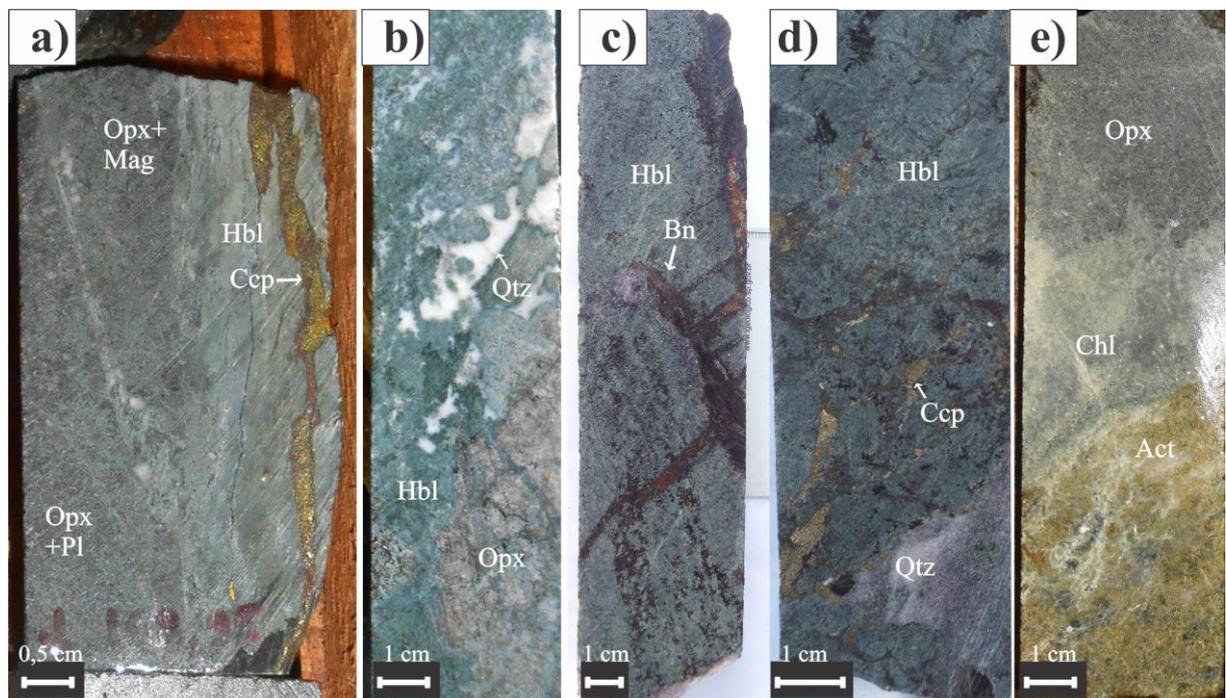
Embora frequentemente hospedem concentrações de sulfetos hidrotermais, é notável que minerais como calcopirita, bornita e calcocita truncam os hornblenda metassomatitos. Brechas hidrotermais com clastos de rochas máfico-ultramáficas e matriz de quartzo e hornblenda ocorrem, da mesma forma, nas zonas de alteração (Fotografia 30b). Hornblenda metassomatitos com substituição total da paragênese primária são documentados e hospedam concentrações macroscópicas de bornita e calcopirita com quartzo, em veios e *stringer* (Fotografia 30c e d).

Sob o microscópio, observa-se textura localmente nematoblástica e predominantemente granoblástica decussada, com quartzo e plagioclásio associados

(Fotomicrografia 10a). Em litotipos com a paragênese metamórfica melhor preservada, notam-se porfiroblastos de granada e cristais xenoblásticos de flogopita (Fotomicrografia 10b). Os veios secundários ricos em bornita apresentam pirrotita, pirita e calcocita como sulfetos associados (Fotomicrografia 10c).

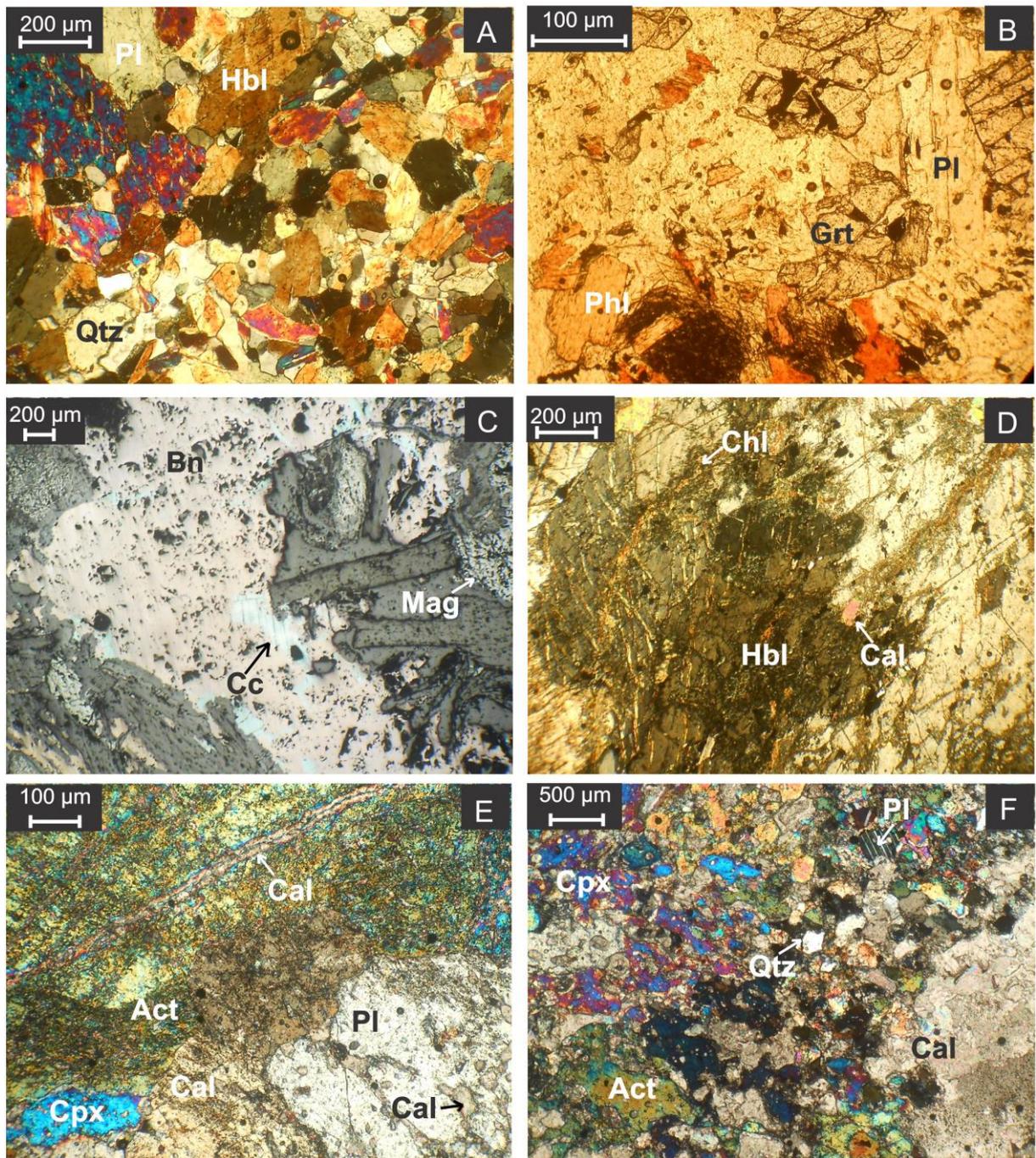
Secundariamente, com ocorrência restrita, são descritos halos de alteração tardios, centimétricos, constituídos basicamente por actinolita, epídoto e clorita (Fotografia 30e). Nota-se que as vênulas de clorita, frequentemente associadas à calcita, truncam a paragênese da alteração à hornblenda (Fotomicrografia 10d). Os cristais de actinolita ocorrem substituindo minerais dos noritos e gabro-noritos, como clinopiroxênio e plagioclásios e são truncados por vênulas de calcita (Fotomicrografia 10e). Em estágios de alteração mais avançada, restrita à halos milimétricos em torno dos veios de actinolita e clorita, nota-se a substituição quase que completa dos plagioclásios por carbonato e do clinopiroxênio por actinolita (Fotomicrografia 10f).

Fotografia 30: Testemunhos de sondagem com alteração aos anfibólios do depósito de Serrote da Laje. a) magnetita norito em contato difuso com zona rica em hornblenda cortada por veio de calcopirita; b) brecha quartzo-anfibolítica com clastos de piroxenito alterado; c) hornblenda metassomatito truncado por veios de bornita; d) contato de quartzo com hornblenda metassomatito hospedando minério em *stringer* de calcopirita; e) piroxenito em contato com zona de alteração rica em actinolita e clorita.



Fonte: autor. Abreviações – Opx: ortopiroxênio; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Hbl: hornblenda; Qtz: quartzo; Ccp: calcopirita; Bn: bornita; Chl: clorita; Act: actinolita.

Fotomicrografia 10: Características ao microscópio de amostras do depósito de Serrote da Laje alteradas a anfibólios. a) metagabro intensamente alterado à hornblenda (NC – amostra 0293/304,40); b) hornblenda metagabro com flogopita e granada (LP – 0272/238,45); c) mineralização de calcocita e bornita em magnetita piroxenito alterado (LR – 0293/231,50); d) vênulas de clorita e calcita truncando hornblenda em zona alterada de magnetita piroxenito (NC – 0293/231,50); e) calcita em vênulas, e com actinolita substituindo plagioclásio e clinopiroxênio (NC – 0272/208,73); f) extensiva substituição de actinolita e calcita em metagabro (NC – 0272/208,73).



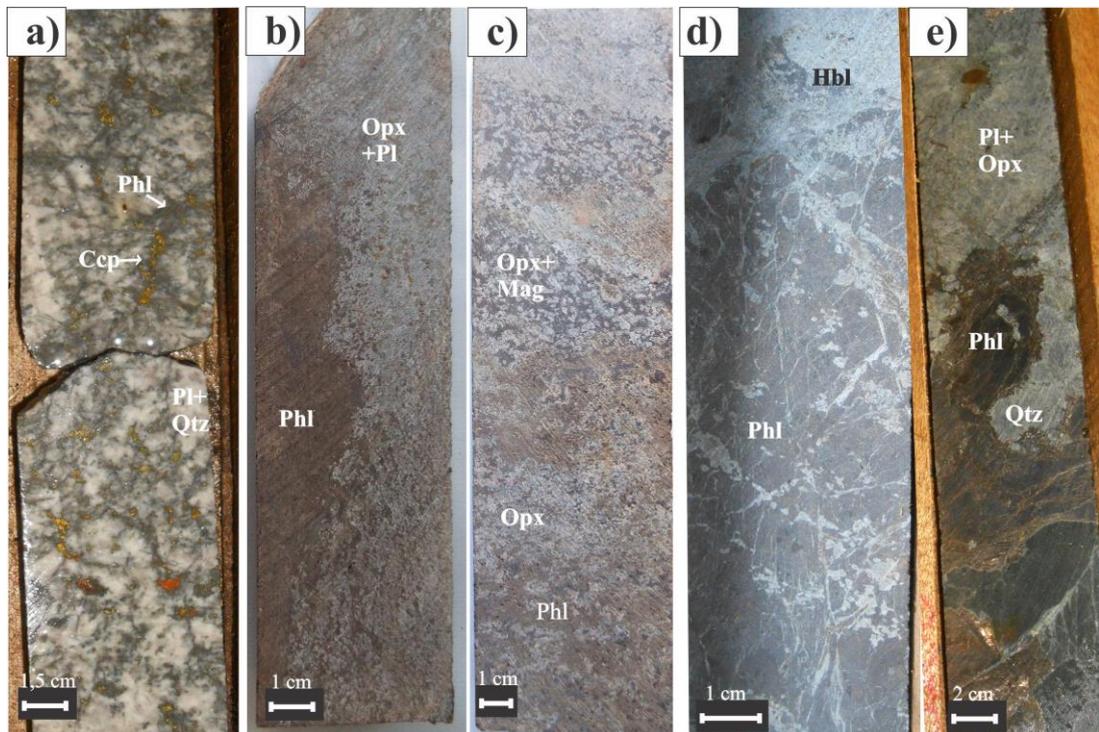
Fonte: autor. Abreviações – NC: Nicois Cruzados; LP – Luz Planopolarizada; LR: Luz Refletida. Pl: plagioclásio; Hbl: hornblenda; Qtz: quartzo; Phl: flogopita; Grt: granada; Bn: bornita; Cc: calcocita; Mag: magnetita; Chl: clorita; Cal: calcita; Act: actinolita; Cpx: clinopiroxênio.

VII.4.2 Alteração à flogopita

Vênulas ricas em flogopita ocorrem em diversos litotipos no depósito de Serrote da Laje. Entretanto, a sua associação com sulfetos é restrita aos paragneisses encaixantes (Fotografia 31a), quando em contato com piroxenitos mineralizados. A substituição pervasiva de ortopiroxênio e plagioclásio é observada em piroxenitos e noritos (Fotografia 31b; Fotomicrografia 11a). Os espinélios e sulfetos, nos flogopititos, ocorrem como relictos nas porções menos hidrotermalizadas dos litotipos máficos e ultramáficos (Fotomicrografia 11b).

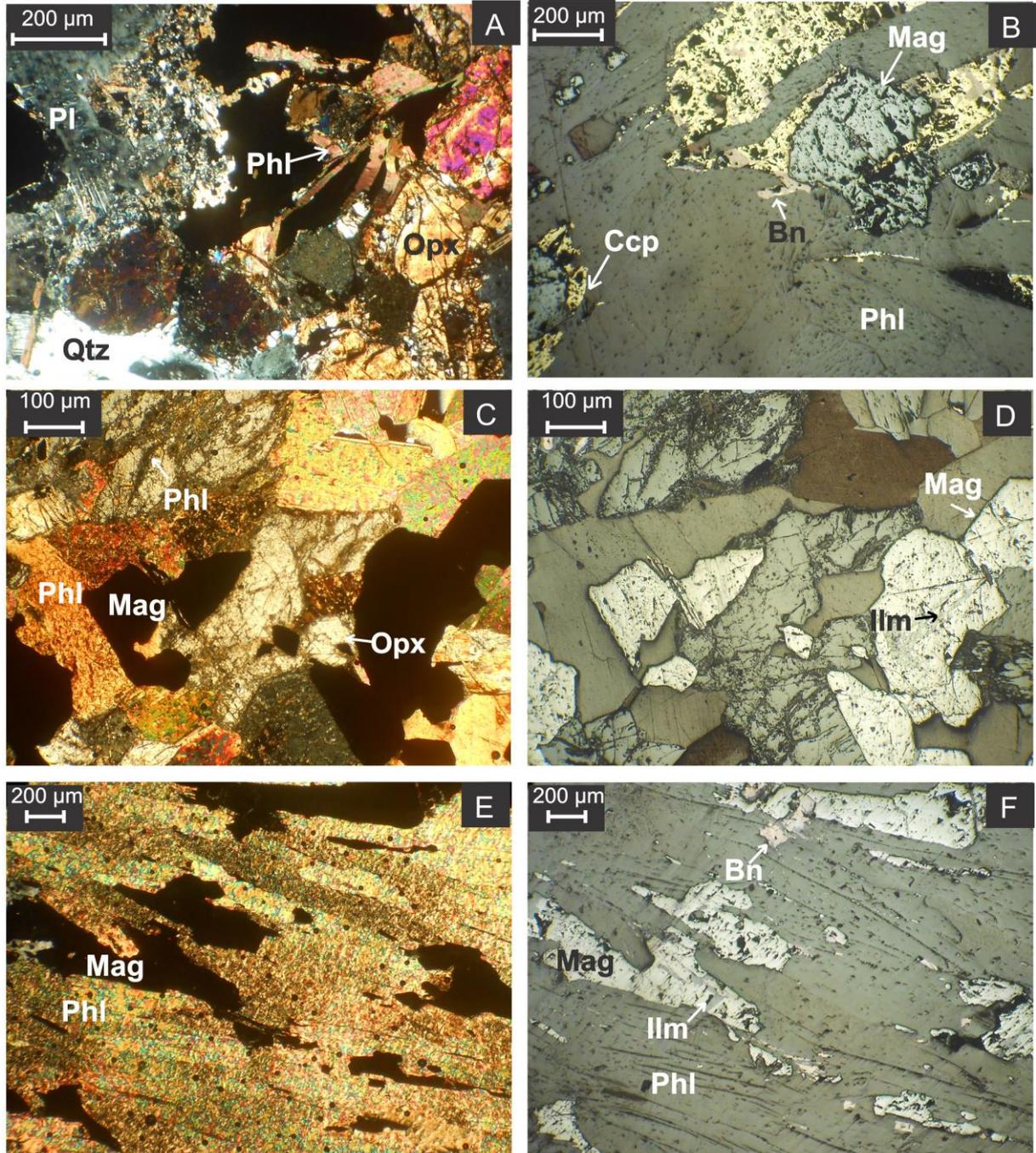
Nota-se difusão de flogopita sobrepondo a estratificação magmática, com maior preservação das estruturas e paragénese primárias nos estratos de piroxênio magnetítico (Fotografia 31c), quando comparados aos magnetita piroxenitos e noritos (Fotomicrografia 11c e d). A relação temporal tardia da alteração à flogopita com aquela à hornblenda é evidenciada em brechas com clastos de hornblenda metassomatito e matriz flogopítica (Fotografia 31d).

Fotografia 31: Litotipos do depósito de Serrote da Laje alterados à flogopita. a) concentrações de calcopirita em vênulas de flogopita cortando biotita gnaisses; b) contato difuso entre flogopitito e norito; c) substituição parcial por flogopita em piroxenito intercalado com magnetita piroxenito; d) brecha flogopítica formada a partir de hornblenda metassomatito; e) substituição pervasiva de flogopita e quartzo e norito.



Fonte: autor. Abreviações – Phl: flogopita; Ccp: calcopirita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Opx: ortopiroxênio; Mag: magnetita; Hbl: hornblenda.

Fotomicrografia 11: Litotipos do depósito de Serrote da Laje alterados à flogopita observados ao microscópio. a) plagioclásio e ortopiroxênio substituídos por flogopita e magnetita em metanorito (NC – amostra 0272/193,28); b) magnetita e sulfetos de cobre em flogopitito (LR – 0293/424,05); c) flogopita em contato com ortopiroxênio em magnetita piroxenito (NC – 0293/231,50); d) mesmo campo de “c” em luz refletida, destacando a presença de lamelas de ilmenita nos cristais de magnetita (LR – 0293/231,50); e) flogopita em textura lepidoblástica associada à magnetita em flogopita metassomatito (NC – 0272/123,90); f) mesmo campo de “e” observado sob luz refletida, evidenciando a presença de bornita associada à magnetita (LR – 0272/123,90).



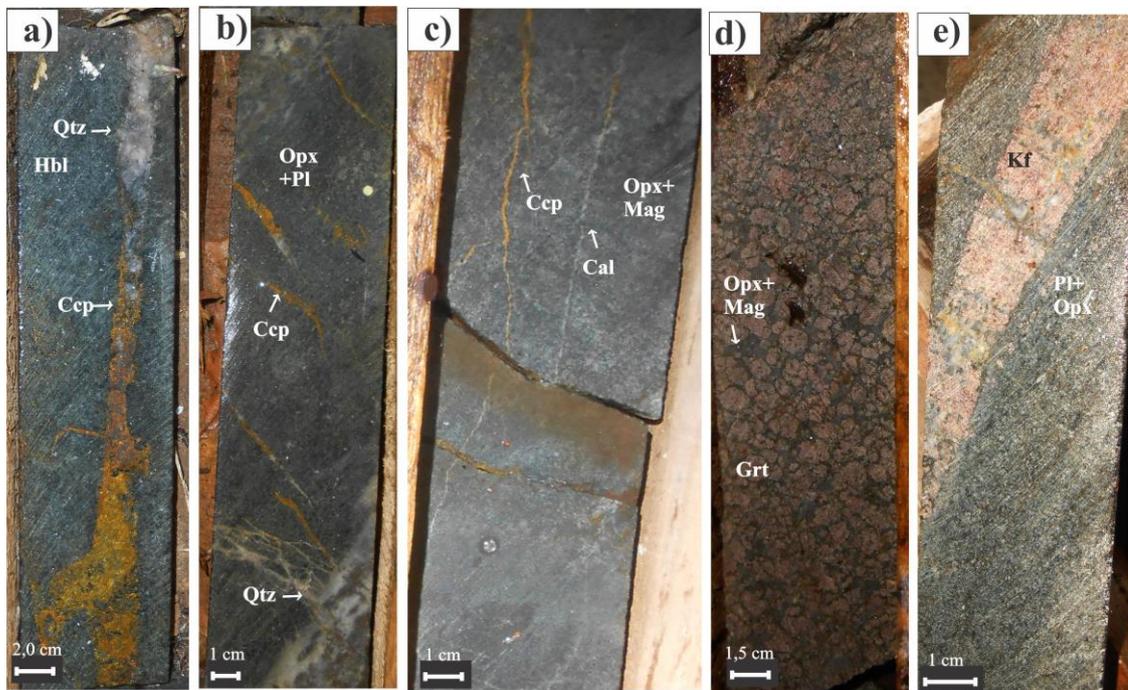
Fonte: autor. Abreviações – NC: Nicois Cruzados; LR: Luz Refletida. Pl: plagioclásio; Opx: ortopiroxênio; Qtz: quartzo; Phl: flogopita; Grt: granada; Bn: bornita; Mag: magnetita; Ilm: ilmenita

Bolsões de flogopita maciça, sem associação com sulfetos ou óxidos hidrotermais, com quartzo tardio ocorrem truncando gnaisses, piroxenitos e noritos (Fotografia 31e). Localmente, nas proximidades de zonas de cisalhamento centimétricas observa-se orientação dos cristais de mica, resultando em textura lepidoblástica (Fotomicrografia 11e e f).

VII.4.3 Outras alterações

Além dos metassomatismos aos anfibólios e à flogopita, outras evidências da atuação dos fluidos hidrotermais foram documentadas nos litotipos de SLJE. A principal delas, amplamente associada com calcopirita, são os veios de quartzo com espessura centimétrica (Fotografia 32a), que ocorrem truncando piroxenitos, noritos, hornblenda metassomatitos e, raramente, magnetititos. A associação quartzo-calcopirita é observada, da mesma forma, como *tension gashes* (Fotografia 32b). Vênulas tardias com espessura milimétrica de calcita, quartzo truncam litotipos diversos, dos paragneisses aos piroxenitos e magnetititos (Fotografia 32c).

Fotografia 32: Alterações de ocorrência restrita observadas em testemunhos de sondagem do depósito de Serrote da Laje: a) veio de quartzo-calcopirita cortando hornblenda metassomatito; b) veios e *tension-gashes* de quartzo e calcopirita em norito; c) vênulas de calcopirita e calcita truncando magnetita piroxenito; d) granatito com relictos de magnetita e ortopiroxênio; e) norito truncando por zona rica em K-feldspato.



Fonte: autor. Abreviações – Qtz: quartzo; Hbl: hornblenda; Ccp: calcopirita; Opx: ortopiroxênio; Pl: plagioclásio; Mag: magnetita; Cal: calcita; Grt: granada; Kf: K-feldspato.

Sem relação espacial com as mineralizações, lentes de granatito ocorrem associados a noritos e gabro-noritos, com poucos resquíços de piroxênios preservados nos interstícios dos porfiroblastos centimétricos de granada vermelha (Fotografia 32d). Com ocorrência mais restrita, veios de K-feldspato, quartzo, clorita e epídoto truncam as rochas da sequência máfico-ultramáfica (Fotografia 32e).

VII.5 ANÁLISES GEOQUÍMICAS

A comparação de dados geoquímicos com a caracterização geológica dos processos metassomáticos é de fundamental importância para a compreensão plena da metalogênese do depósito de Serrote da Laje. A seguir são apresentados dados de microsonda eletrônica e, em seguida, gráficos de teores elementares em um furo de sondagem de representativo das feições descritas.

VIII.5.1 Microsonda Eletrônica

Dados de microsonda eletrônica de espinélios do depósito de Serrote da Laje (magnetita, hercinita e ilmenita) foram publicados por Amcoff & Figueiredo (1990), que focaram suas interpretações genéticas nestes dados. Canedo (2016) centrou suas análises de microsonda nos ortopiroxênios dos diferentes litotipos máficos e ultramáficos de um furo do depósito, e caracterizou como enstatita ($En_{65,49}$ a $En_{79,22}$ mol%), com elevados teores de Al_2O_3 (até 8,52%, em peso).

Na presente seção, constam resultados de química mineral para minerais ganga relevantes para as alterações descritas (anfíbólios, micas e granadas). Igualmente, para os minerais de minério (espinélios e sulfetos), os dados de microsonda eletrônica estão dispostos e comparados com resultados de depósitos do Vale do Curaçá, obtidos por Garcia (2013).

VIII.5.1.1 Minerais de ganga

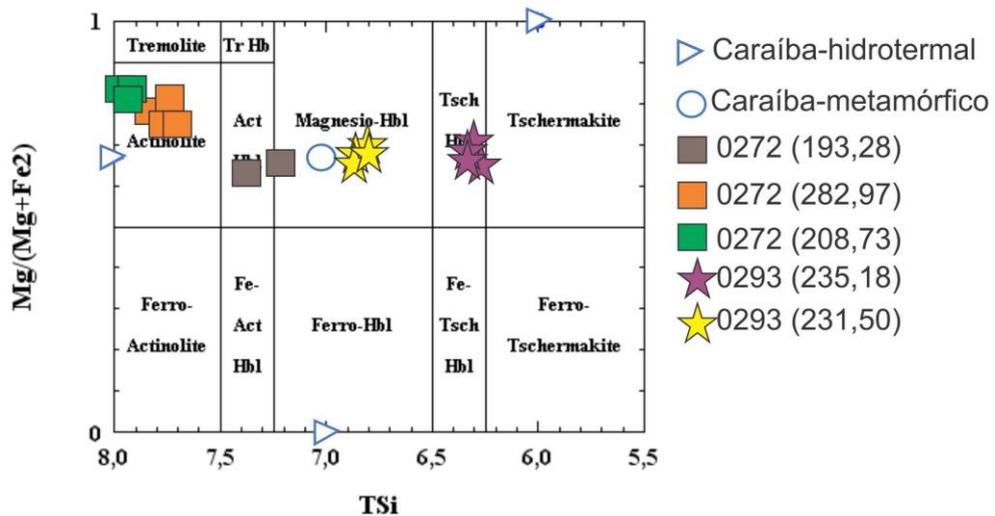
Os anfíbólios, analisados em cinco amostras de furos de sondagem, tiveram suas proporções catiônicas calculadas segundo o método de Deer et al. (1992). Foram classificados segundo Leake et al. (1991; 1997), e tiveram os mols de Fe^{3+} calculados pelo método 15eK (somatório total de cátions igual a 15, quando desconsiderados o K), propostos pelos mesmos autores. Estes dados estão dispostos na Tabela 14 e plotados no gráfico da Figura 80.

Tabela 14: Análises de microsonda eletrônica de anfibólios do Depósito de Serrote da Laje

Amostra	0272 (193,28)		0293 (235,18)		0293 (231,50)		0272 (282,97)		0272 (208,73)	
%	Média (N=2)	Desv.Pad	Média (N=4)	Desv.Pad	Média (N=5)	Desv.Pad	Média (N=9)	Desv.Pad	Média (N=3)	Desv.Pad
SiO2	49,31	2,81	43,70	0,28	46,56	0,80	47,74	3,52	47,56	1,26
Al2O3	3,47	0,01	16,98	0,81	11,64	1,32	5,74	1,75	7,19	1,16
Na2O	0,01	0,02	1,57	0,11	1,31	0,11	0,75	0,24	0,12	0,08
K2O	0,01	0,01	0,04	0,07	0,02	0,01	0,17	0,10	0,04	0,03
FeO	19,56	0,29	13,64	0,42	17,33	0,51	8,40	1,06	5,06	1,11
MgO	21,40	0,97	18,17	0,28	17,60	0,49	16,82	1,28	12,41	1,71
CaO	0,18	0,01	0,60	0,06	0,45	0,10	0,27	0,08	23,98	0,09
MnO	0,37	0,01	0,31	0,03	0,39	0,12	11,60	0,33	0,25	0,01
NiO	0,04	0,04	0,17	0,04	0,19	0,05	0,11	0,07	0,01	0,02
TiO2	0,08	0,01	0,33	0,11	0,30	0,03	0,39	0,13	0,57	0,24
Cr2O3	0,06	0,09	0,23	0,09	0,15	0,08	0,25	0,14	0,04	0,05
V2O3	0,00	0,00	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,09	0,00	0,11	0,03	0,14	0,06	0,03	0,02
Total	94,50	4,12	95,86	0,44	96,12	0,69	92,38	2,68	97,27	1,09
Cátions na base 23(O)										
Si	7,38	0,06	6,33	0,06	6,83	0,13	7,83	0,31	8,29	0,06
Al iv	0,61	0,03	2,90	0,13	2,01	0,22	1,12	0,35	1,48	0,26
Al vi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,44	0,03	0,37	0,03	0,24	0,08	0,04	0,03
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,01
Fe2+	2,45	0,08	1,65	0,05	2,12	0,06	1,16	0,17	0,74	0,17
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,16	1,10	0,08
Mg	4,78	0,01	3,92	0,08	3,85	0,12	4,12	0,29	3,22	0,41
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01
Mn	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00
Ni	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,04	0,01	0,03	0,00	0,05	0,02	0,07	0,03
Cr	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01
V	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Σ Cátions	15,30	0,06	15,39	0,01	15,31	0,03	15,04	0,02	14,26	0,66

Fonte: autor.

Figura 80: Diagrama de classificação de anfibólios (segundo LEAKE et al., 1997) para amostras do Depósito de Serrote da Laje.



Fonte: autor.

Os resultados das análises de microsonda eletrônica são, ao longo deste capítulo, apresentados em função de suas médias. A relação completa destes dados pode ser encontrada no Apêndice E. Os anfibólios que predominam do depósito de Serrote da Laje, hidrotermais, plotam em campos da hornblenda. Na amostra 0293 (231,50), de magnetita piroxenito alterado, os anfibólios são classificados como Mg-hornblenda, os mais próximos da amostra de hornblenda metamórfica do Vale do Curaçá. Com concentrações mais elevadas de FeO e MgO e menores de Al₂O₃, a amostra de metanorito (0272/193,28) teve suas análises classificadas em actinolita-hornblenda.

O hornblenda metassomatito (0293/235,18), litotipo com maior registro da ação de fluidos hidrotermais, foi caracterizado como composto por tschemarkita-hornblenda, com teores mais elevados dentre os anfibólios analisados deste depósito. Ainda que distante, estas análises estão mais próximas ao anfibólio hidrotermal (da alteração principal) da Caraíba, do que as previamente descritas. Associados à alteração tardia, restrita e em vênulas, os litotipos máfico-ultramáficos hidrotermalizados das amostras 0272 (282,97) e 0272 (208,73), apresentam anfibólios classificados com actinolita, ricas em ferro e cálcio, respectivamente, com similaridades à alteração tardia dos depósitos do DVC.

Micas de diferentes litotipos foram analisadas e tiveram seus cálculos, da mesma forma, conduzidos segundo as orientações de Deer et al. (1992). A estimativa do Al^{vi} foi feita com base no preenchimento do sítio Y, e para o Fe³⁺ foi considerada a diferença em relação ao balanço total de cargas. Os resultados analíticos e dos supracitados cálculos estão dispostos na Tabela 15, onde estão relacionadas flogopitas magmáticas e de alteração hidrotermal, além de biotitas e moscovitas de amostra de silimanita gnaiss (0352/313,60). Nas moscovitas não foram detectados teores de F, e são notadas concentrações relevantes de Cl, FeO, MgO, TiO₂ e V₂O₃, e anômala de Al₂O₃.

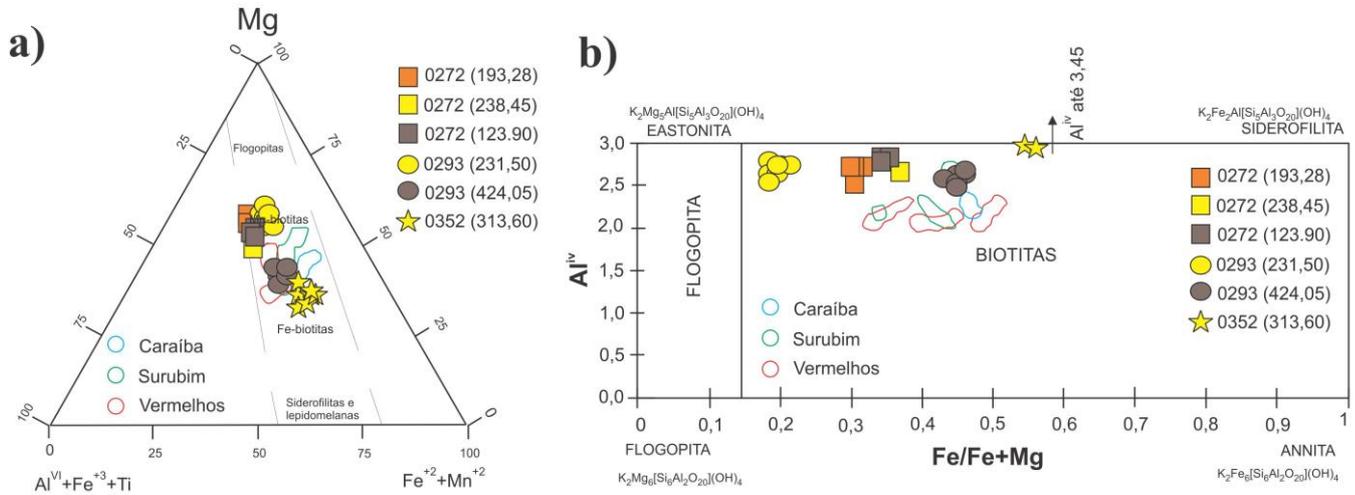
As demais análises da série biotita-flogopita exibem teores anômalos de TiO₂, Cl e F, a não ser pela amostra do silimanita gnaiss com duas micas (0352/313,60). As micas ferromagnesianas foram classificadas nos diagramas de Foster (1960; Figura 81a) e Deer et al. (1978; Figura 81b). Nos gráficos, é possível observar que as micas das amostras analisadas apresentam pouca afinidade com os campos de referência com resultados de depósitos do Vale do Curaçá (GARCIA, 2013). No diagrama proposto por Foster (1960), os pontos correspondentes a análises de micas plotam em dois grupos distintos. Com teores mais elevados de TiO₂ e MgO, as micas das amostras 0293 (193,28), 0293 (231,50), 0272 (238,45) e 0272 (123,90), classificadas como Mg-biotitas, distinguem-se da 0293 (424,05) e 0352 (313,60), Fe-biotitas.

Tabela 15: Análises de microsonda eletrônica de micas do depósito de Serrote da Laje.

Amostra	0272 (193,28)		0293 (231,50)		0272 (238,45)		0272 (123,90)		0293 (424,05)		0352 (313,60) - biotitas		0352 (313,60) - moscovitas		
%	Média (N=3)	Desv.Pad	Média (N=13)	Desv.Pad	(N=1)	Média (N=5)	Desv.Pad	Média (N=10)	Desv.Pad	Média (N=10)	Desv.Pad	Média (N=10)	Desv.Pad	Média (N=5)	Desv.Pad
SiO ₂	37,28	0,35	37,57	0,34	36,60	36,48	0,15	36,24	2,40	34,40	0,97	44,78	1,32		
Al ₂ O ₃	15,30	0,25	16,09	0,19	15,05	15,92	0,16	14,57	0,77	18,58	1,05	33,55	1,06		
Na ₂ O	0,31	0,03	0,51	0,10	0,68	0,40	0,03	0,54	0,59	0,25	0,06	0,56	0,13		
K ₂ O	8,93	0,14	8,60	0,17	8,31	9,28	0,14	8,61	0,37	9,64	0,25	10,28	0,23		
FeO	11,38	0,15	11,67	0,35	14,44	11,69	0,57	16,98	0,91	19,49	1,20	2,44	0,37		
MgO	15,69	0,43	16,68	0,28	13,95	15,75	0,27	12,05	0,83	8,55	0,84	0,46	0,23		
CaO	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,10	0,25	0,02	0,02	0,04	0,05		
MnO	0,04	0,02	0,04	0,03	0,01	0,05	0,19	0,04	0,03	0,27	0,06	0,00	0,01		
NiO	0,23	0,11	0,29	0,08	0,17	0,21	0,07	0,27	0,10	0,04	0,05	0,04	0,07		
TiO ₂	3,93	0,22	2,12	0,28	2,64	3,33	0,03	2,33	0,47	2,01	0,44	0,07	0,10		
Cr ₂ O ₃	0,18	0,13	0,20	0,09	0,92	0,10	0,03	0,56	0,12	0,01	0,02	0,02	0,03		
V ₂ O ₃	0,11	0,08	0,08	0,03	0,31	0,11	0,03	0,22	0,06	0,03	0,03	0,03	0,02		
F	0,19	0,06	0,53	0,07	0,51	0,89	0,06	0,80	0,08	0,04	0,05	0,00	0,00		
Cl	0,29	0,12	0,61	0,03	1,01	0,54	0,03	0,74	0,09	0,54	0,10	0,12	0,09		
Total	93,74	0,88	94,63	0,55	94,15	94,26	0,61	93,55	4,55	93,74	2,34	92,38	2,24		
Cátions na base 22(O)															
Si	5,58	0,02	5,58	0,03	5,25	5,49	0,03	5,64	0,13	5,39	0,02	6,20	0,04		
Al iv	2,70	0,02	2,82	0,04	2,54	2,82	0,02	2,67	0,10	3,45	0,11	5,47	0,09		
Al vi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,02		
Na	0,09	0,01	0,15	0,03	0,19	0,12	0,01	0,17	0,17	0,07	0,02	0,15	0,03		
K	1,70	0,02	1,63	0,04	1,52	1,78	0,03	1,70	0,07	1,92	0,16	1,82	0,04		
Fe ²⁺	1,42	0,03	1,45	0,05	1,73	1,47	0,07	2,20	0,12	2,57	0,02	0,28	0,04		
Fe ^{3+*}	0,65	0,03	0,81	0,04	0,96	0,73	0,05	1,28	0,06	1,56	0,12	0,00	0,00		
Mg	3,50	0,06	3,70	0,05	2,98	3,53	0,07	2,81	0,07	1,98	0,20	0,10	0,05		
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	1,28	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00		
Ni	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01		
Ti	0,44	0,02	0,24	0,03	0,28	0,38	0,02	0,27	0,06	0,22	0,03	0,01	0,01		
Cr	0,03	0,02	0,03	0,01	0,14	0,02	0,01	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00		
V	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		
Σ Cátions	15,51	0,02	15,64	0,04	15,96	15,66	0,02	15,63	0,04	15,65	0,05	14,04	0,04		
Mg/(Mg+Fe)	0,71	0,01	0,72	0,01	0,63	0,71	0,01	0,56	0,02	0,44	0,04	0,24	0,07		

Fonte: autor.

Figura 81: Diagramas de classificação das micas do depósito de Serrote da Laje segundo Foster (1960; a) e Deer et al. (1978; b). Constam os campos das análises dos depósitos de Caraíba, Surubim e Vermelhos feitas por Garcia (2013).



Fonte: autor.

Os litotipos que apresentam Mg-biotitas (inclusive mais magnesianas do que as micas do Vale do Curaçá; GARCIA, 2013), exibem menos evidências de alteração hidrotermal. A amostra 0293 (424,05) de flogopitito representa o estágio máximo à esta mica. Observa-se que, com maior tendência ao polo $Fe^{2+}+Mn^{2+}$, estas análises plotam na interseção entre os resultados dos três diferentes depósitos do DVC apresentados. A amostra do silimanita paragneisse (0352/313,60) dista ainda mais do polo magnesiano. A coincidência entre as análises de 0293 (424,05), no gráfico proposto por Deer et al. (1978) é dada com resultados do depósito de Surubim. Neste diagrama, as micas do paragneisse distam das demais pela concentração diagnóstica de Fe, Mg e Al. As análises em litotipos menos afetados pela alteração à mica, aproximam-se, nesta figura, do campo da flogopita, embora sejam integralmente associadas à biotita.

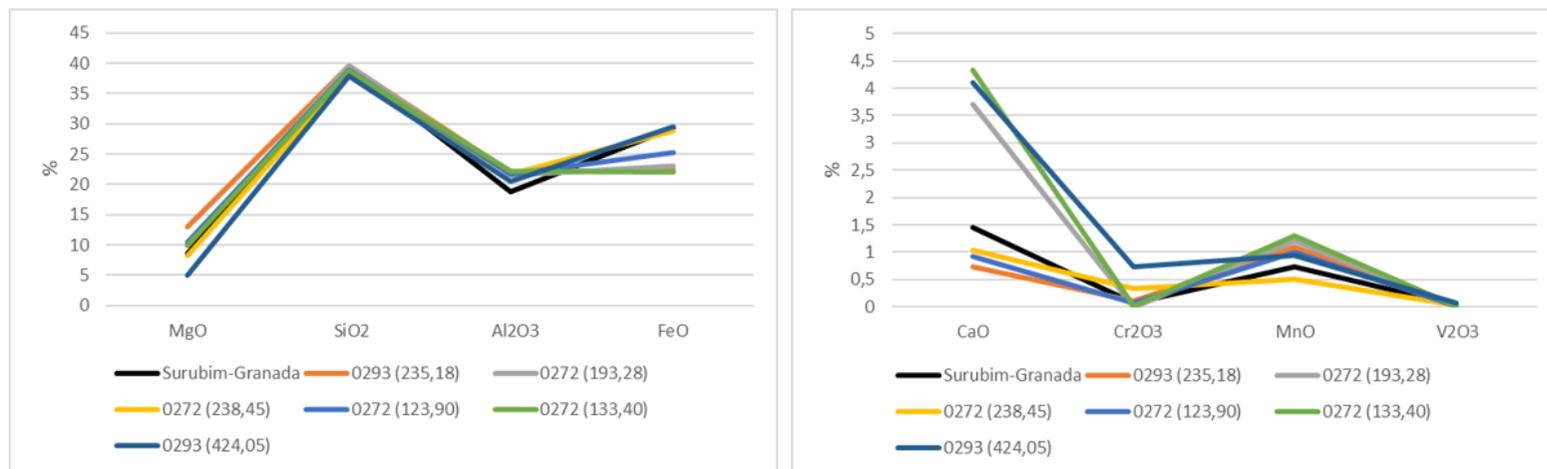
Análises em microsonda eletrônica foram, da mesma forma, conduzidas em granadas de litotipos do depósito de Serrote da Laje, submetidos a variadas intensidades de alteração hidrotermal. As médias destes resultados estão expostos na Tabela 16. As granadas são da série almandina-piropo, com maiores teores de FeO, (em média o dobro do MgO) apresentam clara tendência ao polo almandina da série. Os teores médios de óxidos maiores e menores destas granadas foram comparados com resultados da Mina Surubim, no DVC (GARCIA, 2013; Figura 82). Embora o comportamento dos elementos maiores componentes destas almandinas seja similar, é possível observar assinaturas caracteristicamente distintas das granadas do SLJE, com teores variados e mais elevados de CaO, MnO e Cr_2O_3 do que a referência apresentada.

Tabela 16: Resultados de microsonda eletrônica para granadas do depósito de Serrote da Laje.

Amostra	%	Na ₂ O	MgO	F	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	K ₂ O	Cl	Cr ₂ O ₃	NiO	FeO	V ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	Total
0293 (235,18)	Média (N=8)	0,046	12,919	0,002	22,083	39,542	0,743	0,008	0,032	0,105	0,029	22,349	0,023	0,025	1,096	98,992
	Desv.Pad	0,065	0,615	0,005	0,276	0,811	0,227	0,006	0,051	0,068	0,037	0,731	0,027	0,024	0,116	0,508
0272 (193,28)	Média (N=2)	0,012	9,970	0,000	21,586	39,597	3,703	0,008	0,008	0,000	0,000	23,088	0,019	0,004	1,199	99,190
	Desv.Pad	0,017	0,209	0,000	0,124	0,100	0,077	0,011	0,011	0,000	0,000	0,384	0,010	0,006	0,146	0,022
0272 (238,45)	Média (N=8)	0,028	8,146	0,022	21,683	38,011	1,030	0,002	0,010	0,334	0,029	28,906	0,041	0,028	0,508	98,766
	Desv.Pad	0,023	0,576	0,024	0,259	0,308	0,120	0,005	0,019	0,082	0,032	0,821	0,046	0,042	0,048	0,497
0272 (123,90)	Média (N=2)	0,027	10,366	0,000	21,750	38,936	0,920	0,015	0,005	0,067	0,046	25,354	0,006	0,032	1,005	98,524
	Desv.Pad	0,018	0,035	0,000	0,044	0,001	0,152	0,021	0,001	0,094	0,065	0,067	0,008	0,045	0,168	0,372
0272 (133,40)	N=1	0,019	9,973	0,015	22,138	38,805	4,325	0,000	0,000	0,013	0,000	22,084	0,017	0,000	1,311	98,694
0293 (424,05)	Média (N=6)	0,031	5,044	0,008	20,575	37,923	4,103	0,016	0,038	0,730	0,018	29,546	0,078	0,049	0,947	99,092
	Desv.Pad	0,024	0,609	0,013	0,131	0,323	0,351	0,012	0,027	0,214	0,034	0,748	0,045	0,054	0,182	0,658

Fonte: autor.

Figura 82: Diagramas multielementares de óxidos de elementos maiores e menores de granadas do depósito de Serrote da Laje. Amostra de Surubim (Vale do Curaçá; GARCIA, 2013) disposta como comparação.



Fonte: autor.

VIII.5.1.2 Minerais de minério

O presente estudo conduziu análises de microsonda eletrônica em espinélios, mais abundantes nas rochas menos alteradas hidrotermalmente. Visando à comparação de assinaturas geoquímicas características destes minerais, diagramas multielementares com os óxidos menores, confrontadas com amostras do Vale do Curaçá (GARCIA, 2013), foram confeccionados e estão dispostos na Figura 83. As médias dos resultados obtidas, por tipo de espinélios e amostra podem ser observados na Tabela 17.

Quando comparadas com a magnetita da Mina Caraíba, nota-se um enriquecimento em MgO, SiO₂ e V₂O₃ nas diferentes amostras do depósito de Serrote da Laje (Figura 83a). Os teores mais elevados de SiO₂ e MgO foram observados na amostra de magnetita norito com flogopita (0272/133,40) ao passo que o litotipo mais metassomatizado, hornblenda metassomatito (0272/282,97) registra os menores valores de óxidos de elementos menores. Embora com característico enriquecimento em alumina e TiO₂, as magnetitas do depósito de SLJE apresentam concentrações inferiores àquelas observadas na amostra da Caraíba. Da mesma forma, são observados menores teores de NiO e quase inexpressivos de MnO.

Resultados de microsonda eletrônica foram obtidos em cromitas de amostra de flogopitito (0293/424,05) e de flogopita gabro (0272/238,45). Com assinaturas distintas, as médias dos óxidos menores estão comparados a uma amostra de cromita do depósito de Vermelhos do DVC no diagrama da Figura 83b. Os teores de MnO, entre 4 e 2 vezes menos elevados do que a amostra de Vermelhos, são uma característica distintiva entre os dois grupos. Igualmente, é próprio às amostras do depósito de SLJE o expressivo enriquecimento em V₂O₃, que ultrapassa os 3%. Mesmo quando comparados aos demais espinélios, é notável que os teores de vanádio mais significativos estão nos espinélios de cromo. Os valores mais altos de TiO₂ e V₂O₃ estão associados à rocha hidrotermalizadas à flogopita, ao passo que o litotipo mais preservado registra maior teor de MgO.

As ilmenitas das amostras do depósito de Serrote da Laje apresentam-se marcadamente mais enriquecidas em MgO, NiO, V₂O₃ Cr₂O₃ e empobrecidas em MnO quando comparadas à análise de Surubim, no DVC, plotada como comparação na Figura 83c. Nota-se que uma perda de MgO e MnO nas amostras hidrotermalizadas a biotita e hornblenda (0272/238,45 – flogopita gabro e 0293/424,05 – flogopitito) quando comparadas com os litotipos com maior preservação de feições ígneas (0293/193,28 – magnetita norito e 0293/235,18 – piroxênio magnetitito).

Os teores dos óxidos de elementos menores de hercinita das supracitadas amostras, de litotipos máfico-ultramáficos, estão comparadas com análise do mesmo espinélio da Mina Surubim na Figura 83d. Nota-se certa constância nos padrões das hercinitas do depósito alagoano, que contrastam com a análise do Vale do Curaçá por teores mais elevados de TiO_2 , Cl, MnO e (mais expressivo) NiO. Seguindo a tendência contrária dos demais espinélios, as hercinita do depósito de Serrote da Laje apresentam-se empobrecidas em V_2O_3 .

A composição dos sulfetos de cobre do depósito de Serrote da Laje foi, da mesma forma, investigada e comparada a análises representativas do Vale do Curaçá. As médias dos resultados das análises de microsonda eletrônica para as calcopiritas estudadas do SLJE estão relacionados na Tabela 18. Os elementos menores e traço calcófilos destas foram dispostos em diagramas multielementares propostos por Garcia (2013) e comparados a assinaturas de calcopiritas hidrotermal e magmática da Mina Caraíba (Figura 84).

Embora nos depósitos cupríferos da Bahia seja possível estabelecer uma clara distinção entre os sulfetos originados pelos dois processos – hidrotermais mais ricos em Co, Pb e Pd, e magmáticos em Zn, Bi, Ag, Cd, e Pt, as análises de Serrote da Laje apresentam padrões próprios nos diagramas. É possível notar que as calcopiritas do depósito alagoano são mais concentradas em Co, Zn, Ag, Cd e Au, quando comparadas com estes sulfetos da Caraíba. Em relação à magmática, tem mais Pd e Au. A menor concentração dos teores de Bi, quando comparadas com ambos os tipos de calcopiritas do depósito do DVC.

Quando avaliadas proporcionalmente entre si, a amostra 0272 (282,97 – hornblenda metassomatito) exibe teores mais elevados de Pb e Au. Não é possível notar distinção das amostras alteradas à flogopita (0293/424,05 e 0272/238,45), dos demais litotipos que preservam parcial ou totalmente suas texturas e mineralogia que remetem à processos ortomagmáticos.

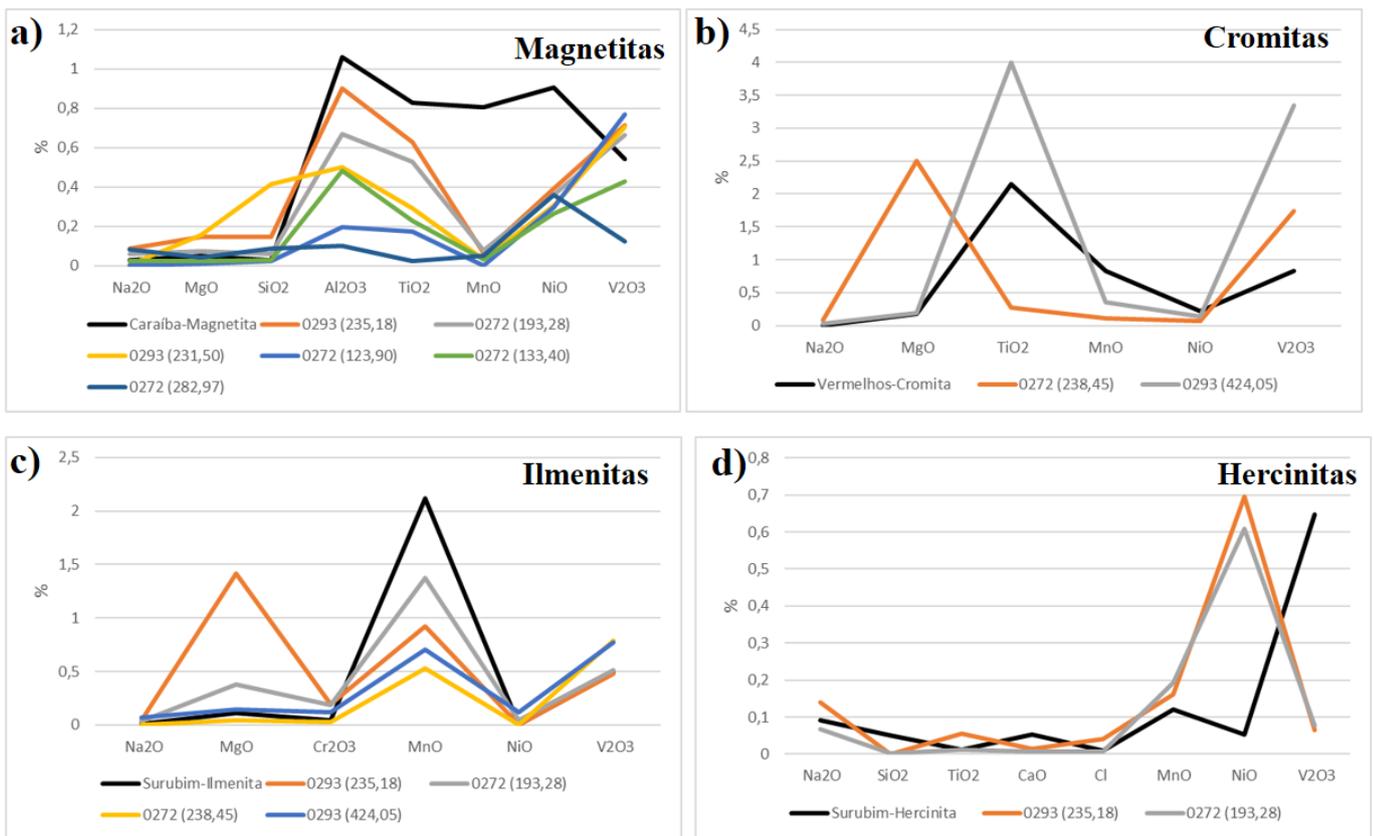
As médias dos valores elementares de bornitas e calcocita analisadas em diferentes litotipos do depósito de Serrote da Laje estão expostas na Tabela 19. Do mesmo modo, estes resultados foram plotados em diagramas multielementares de elementos calcófilos (Figura 85). Como apenas foi registrada em uma amostra do SLJE e não são documentadas nos depósitos do DVC, a média das análises de calcocita foi comparada às análises de bornita. Assim como nas calcopiritas, as bornitas do depósito alagoano exibem teores mais elevados de Zn, Pd, Ag, Cd e Au que estes sulfetos da Caraíba. Igualmente, quando confrontadas às bornitas do DVC, apresentam-se menos concentradas em Bi e Pt.

O comportamento dos teores de Pb, entretanto, é similar ao observado nas bornitas de origem hidrotermal do Vale do Curaçá, com concentrações que ultrapassam as análises

plotadas como referência (0272/123,9). Esta amostra de flogopita metassomatito apresenta, da mesma forma, elevados valores de Cd.

Os teores mais elevados de Ag são documentados nas bornitas de rocha ultramáfica alterada à hornblenda (0293/231,50 – magnetita piroxenito alterado à hornblenda). Com padrão elementar ligeiramente distinto das bornitas, a média dos teores elementares das calcocita desta mesma amostra destaca-se pelo elevado teor de prata (0,04%). A amostra menos alterada (0272/193,28 – metanorito) é caracterizada por elevados teores de Zn em suas bornitas analisadas.

Figura 83: Diagramas multielementares de óxidos de elementos menores de magnetitas (a), cromitas (b), ilmenitas (c) e hercinitas (d) do depósito de Serrote da Laje. Análises dos depósitos do Vale do Curaçá (GARCIA, 2013) estão dispostas à critério de comparação.



Fonte: autor.

Tabela 17: Composições químicas de espinélios do depósito de Serrote da Laje.

Amostra	%	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
0293 (235,18)	Média (N=9)	0,086	0,145	0,256	0,903	0,145	0,000	0,021	0,019	0,032	2,795	0,390	86,191	0,716	0,628	0,065	92,276
Magnetita	Desv.Pad	0,161	0,079	0,066	0,700	0,329	0,000	0,028	0,020	0,050	0,158	0,083	2,187	0,054	0,315	0,037	1,458
0272 (193,28)	Média (N=11)	0,059	0,073	0,250	0,668	0,060	0,000	0,017	0,003	0,017	2,696	0,359	85,306	0,666	0,529	0,077	90,673
Magnetita	Desv.Pad	0,104	0,078	0,048	0,734	0,062	0,000	0,018	0,006	0,030	1,097	0,087	2,533	0,136	1,093	0,064	1,595
0293 (231,50)	Média (N=7)	0,003	0,157	0,295	0,500	0,414	0,014	0,018	0,013	0,010	3,310	0,306	85,906	0,708	0,293	0,034	91,856
Magnetita	Desv.Pad	0,009	0,343	0,060	0,453	0,874	0,022	0,020	0,018	0,009	0,268	0,023	2,404	0,049	0,161	0,042	1,064
0272 (123,90)	Média (N=2)	0,000	0,012	0,245	0,197	0,024	0,003	0,006	0,011	0,004	2,011	0,297	86,218	0,768	0,172	0,000	89,860
Magnetita	Desv.Pad	0,000	0,016	0,012	0,031	0,033	0,004	0,008	0,016	0,005	0,114	0,095	0,067	0,103	0,052	0,000	0,132
0272 (133,40)	Média (N=2)	0,025	0,025	0,314	0,482	0,029	0,002	0,028	0,003	0,014	1,230	0,266	87,839	0,428	0,230	0,032	90,809
Magnetita	Desv.Pad	0,035	0,013	0,076	0,302	0,001	0,003	0,003	0,004	0,019	1,162	0,169	1,711	0,329	0,250	0,045	0,537
0272 (282,97)	Média (N=5)	0,083	0,043	0,239	0,100	0,087	0,012	0,024	0,029	0,026	1,221	0,362	85,986	0,126	0,024	0,049	88,305
Magnetita	Desv.Pad	0,047	0,012	0,039	0,049	0,052	0,011	0,021	0,015	0,021	1,096	0,049	2,016	0,052	0,034	0,059	1,162
0272 (238,45)	Média (N=3)	0,080	2,496	0,000	30,996	0,015	0,000	0,008	0,014	0,008	22,815	0,064	36,428	1,738	0,278	0,108	95,046
Cromita	Desv.Pad	0,037	0,255	0,000	3,261	0,014	0,000	0,014	0,016	0,003	3,048	0,063	0,680	0,175	0,117	0,047	0,659
0293 (424,05)	Média (N=13)	0,026	0,192	0,098	10,386	0,062	0,008	0,024	0,010	0,023	21,611	0,134	55,469	3,345	3,997	0,350	95,689
Cromita	Desv.Pad	0,037	0,112	0,069	2,267	0,088	0,017	0,031	0,008	0,051	2,599	0,080	4,464	0,340	1,847	0,110	1,278
0293 (235,18)	Média (N=2)	0,048	1,412	0,049	0,044	0,021	0,000	0,011	0,000	0,025	0,198	0,000	46,387	0,476	52,344	0,919	101,905
Ilmenita	Desv.Pad	0,029	0,040	0,069	0,016	0,018	0,000	0,016	0,000	0,003	0,028	0,000	2,064	0,053	1,204	0,126	0,662
0272 (193,28)	Média (N=9)	0,035	0,377	0,028	0,046	0,031	0,000	0,007	0,018	0,011	0,189	0,043	47,745	0,510	50,141	1,375	100,541
Ilmenita	Desv.Pad	0,040	0,203	0,042	0,040	0,027	0,000	0,008	0,013	0,010	0,080	0,039	1,401	0,106	1,627	0,252	1,247
0272 (238,45)	Média (N=2)	0,000	0,046	0,006	0,004	0,014	0,008	0,040	0,003	0,000	0,027	0,005	45,490	0,792	52,666	0,531	99,626
Ilmenita	Desv.Pad	0,000	0,001	0,003	0,006	0,008	0,011	0,016	0,004	0,000	0,037	0,006	0,662	0,023	0,152	0,050	0,484
(424,05)-Ilm	N=1	0,070	0,144	0,102	0,039	0,050	0,000	0,018	0,035	0,039	0,124	0,120	44,835	0,775	53,486	0,708	100,493
0293 (235,18)	Média (N=9)	0,139	10,275	0,013	53,829	0,000	0,000	0,013	0,021	0,042	3,344	0,694	26,232	0,064	0,056	0,161	94,867
Hercinita	Desv.Pad	0,291	0,175	0,025	0,679	0,000	0,000	0,019	0,043	0,099	0,246	0,082	0,682	0,029	0,047	0,027	0,725
0272 (193,28)	Média (N=3)	0,067	10,134	0,020	52,122	0,002	0,000	0,008	0,007	0,006	4,297	0,609	26,046	0,076	0,013	0,193	93,590
Hercinita	Desv.Pad	0,058	0,296	0,026	0,622	0,004	0,000	0,007	0,009	0,007	0,073	0,063	1,016	0,019	0,022	0,037	0,685

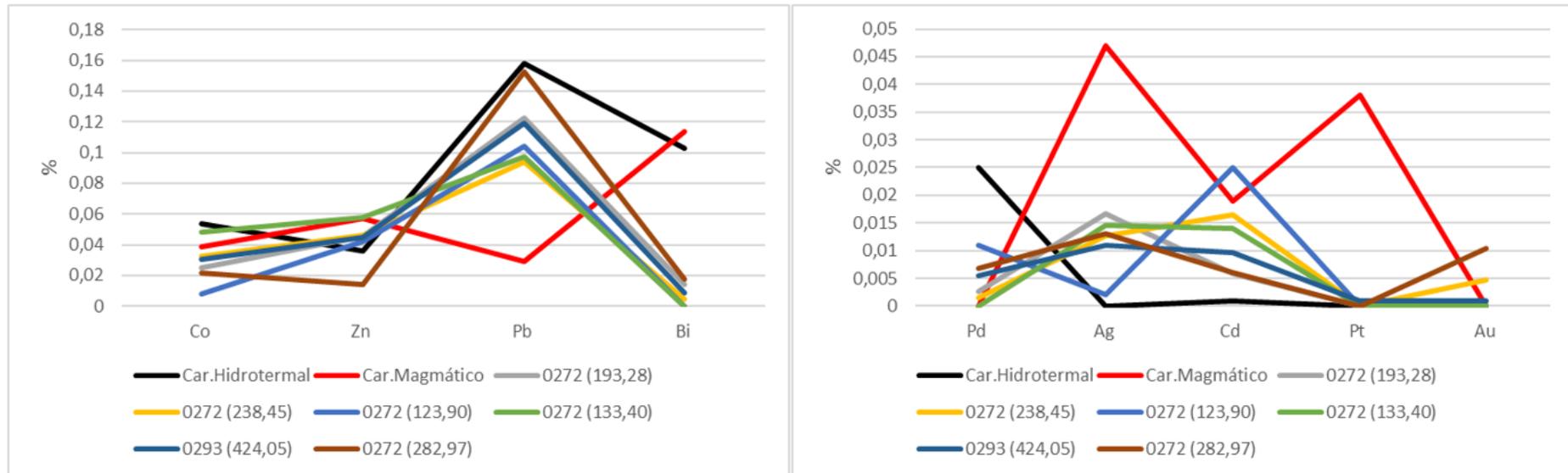
Fonte: autor

Tabela 18: Análises de microsonda eletrônica de calcopiritas do Depósito de Serrote da Laje.

Amostra	%	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
0272 (193,28)	Média (N=13)	0,045	0,000	0,044	33,459	34,354	0,123	0,014	0,006	28,766	0,025	0,011	0,044	0,000	0,017	0,000	0,003	96,911
	Desv.Pad	0,036	0,000	0,027	1,006	0,496	0,051	0,023	0,009	0,276	0,021	0,015	0,026	0,000	0,011	0,000	0,004	1,479
0272 (123,90)	N=1	0,042	0,000	0,098	33,253	34,772	0,104	0,000	0,025	28,345	0,008	0,000	0,055	0,000	0,002	0,000	0,011	96,715
0272 (238,45)	Média (N=5)	0,046	0,000	0,110	33,213	34,486	0,094	0,005	0,016	29,184	0,033	0,004	0,048	0,005	0,013	0,000	0,002	97,258
	Desv.Pad	0,063	0,000	0,032	0,321	0,230	0,084	0,011	0,022	0,333	0,025	0,006	0,020	0,011	0,012	0,000	0,004	0,807
0272 (133,40)	Média (N=2)	0,058	0,000	0,007	33,911	34,488	0,097	0,000	0,014	29,203	0,049	0,000	0,060	0,000	0,015	0,000	0,000	97,900
	Desv.Pad	0,024	0,000	0,001	0,896	0,911	0,137	0,000	0,003	0,436	0,016	0,000	0,015	0,000	0,013	0,000	0,000	2,149
0293 (424,05)	Média (N=19)	0,045	0,000	0,085	33,389	34,496	0,119	0,009	0,010	29,206	0,031	0,021	0,049	0,001	0,011	0,001	0,005	97,478
	Desv.Pad	0,037	0,000	0,030	0,680	0,514	0,042	0,019	0,015	0,304	0,020	0,017	0,032	0,003	0,016	0,004	0,007	1,175
0272 (282,97)	Média (N=6)	0,014	0,000	0,010	32,251	34,550	0,153	0,018	0,006	28,681	0,022	0,003	0,072	0,010	0,013	0,000	0,007	95,808
	Desv.Pad	0,022	0,000	0,014	0,893	0,431	0,045	0,021	0,014	0,294	0,022	0,004	0,025	0,016	0,012	0,000	0,009	1,325

Fonte: autor.

Figura 84: Diagramas multielementares de calcófilos para as médias das calcopiritas do depósito de Serrote da Laje. Análises de calcopiritas magmática e hidrotermal da Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.



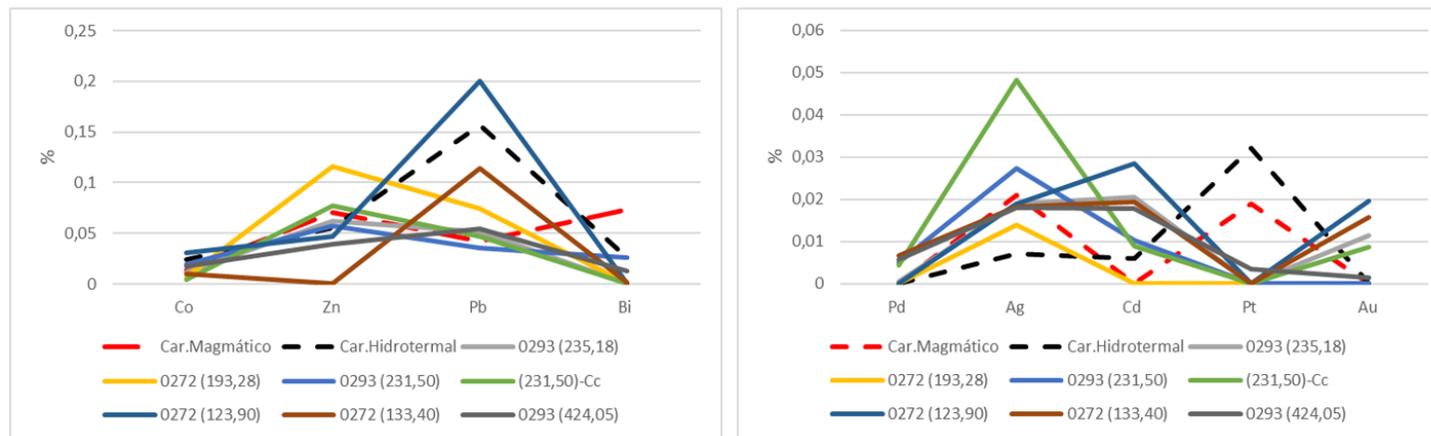
Fonte: autor. Modificado de Garcia (2013).

Tabela 19: Análises de microsonda eletrônica de bornitas e calcocita do Depósito de Serrote da Laje.

Amostra	%	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
0293 (235,18)	Média (N=5)	0,062	0,000	0,161	60,992	25,595	0,052	0,000	0,021	11,096	0,011	0,002	0,035	0,011	0,019	0,000	0,001	98,058
	Desv.Pad	0,082	0,000	0,042	1,726	0,688	0,048	0,000	0,019	0,331	0,013	0,005	0,031	0,023	0,013	0,000	0,001	1,794
0272 (193,28)	Média (N=2)	0,116	0,000	0,082	62,883	25,587	0,075	0,000	0,000	11,056	0,007	0,011	0,053	0,000	0,014	0,000	0,000	99,883
	Desv.Pad	0,075	0,000	0,085	0,016	0,048	0,005	0,000	0,000	0,387	0,010	0,016	0,021	0,000	0,007	0,000	0,000	0,192
0293 (231,50)	Média (N=9)	0,057	0,000	0,080	62,081	25,331	0,036	0,026	0,010	10,953	0,019	0,002	0,030	0,000	0,027	0,000	0,005	98,657
	Desv.Pad	0,057	0,000	0,037	1,733	0,580	0,034	0,039	0,014	0,210	0,025	0,003	0,022	0,000	0,025	0,000	0,009	2,080
0293 (231,50) Calcocita	Média (N=5)	0,077	0,000	0,099	79,757	21,146	0,047	0,000	0,009	0,238	0,004	0,006	0,025	0,009	0,048	0,000	0,004	101,470
	Desv.Pad	0,075	0,000	0,020	4,344	0,587	0,043	0,000	0,011	0,197	0,005	0,006	0,019	0,019	0,007	0,000	0,005	4,316
0272 (123,90)	Média (N=2)	0,047	0,000	0,103	61,184	25,514	0,200	0,000	0,029	11,182	0,031	0,000	0,004	0,020	0,019	0,000	0,000	98,329
	Desv.Pad	0,066	0,000	0,009	1,539	0,332	0,058	0,000	0,023	0,129	0,035	0,000	0,005	0,028	0,027	0,000	0,000	1,103
0272 (133,40)	Média (N=3)	0,001	0,000	0,031	65,220	25,632	0,114	0,001	0,019	10,965	0,010	0,018	0,023	0,016	0,018	0,000	0,007	102,075
	Desv.Pad	0,001	0,000	0,037	0,066	0,177	0,044	0,002	0,021	0,199	0,017	0,016	0,020	0,027	0,009	0,000	0,012	0,383
0293 (424,05)	Média (N=7)	0,040	0,000	0,184	62,520	25,853	0,054	0,012	0,018	11,224	0,017	0,000	0,028	0,001	0,018	0,003	0,006	99,979
	Desv.Pad	0,048	0,000	0,065	1,461	0,330	0,050	0,022	0,023	0,485	0,019	0,000	0,019	0,004	0,018	0,009	0,008	1,638

Fonte: autor.

Figura 85: Diagramas multielementares de calcófilos para as médias das bornitas e calcocita (231,50-Cc) do depósito de Serrote da Laje. Análises de bornitas magmática e hidrotermal da Caraíba (GARCIA, 2013) plotadas a título de comparação.



Fonte: autor. Modificado de Garcia (2013).

VIII.5.2 Geoquímica de furo de sondagem representativo

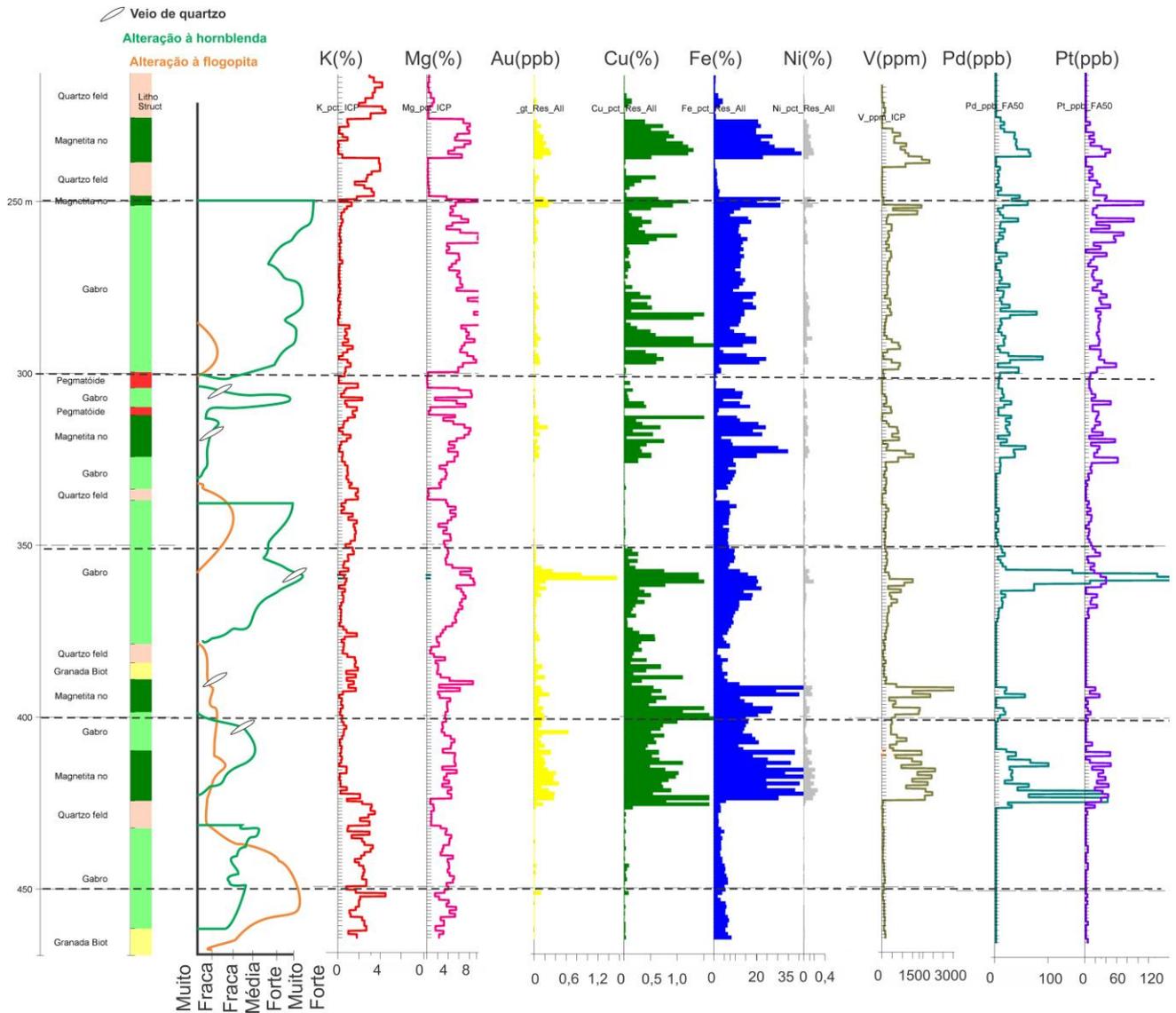
Com o intuito de associar as feições (e diferentes intensidades) de alteração hidrotermal caracterizadas no presente estudo com os dados inéditos de microsonda eletrônica gerados, estes dados foram confrontados com análises químicas em rocha total obtidas em intervalos métricos de um furo de sondagem representativo. O testemunho escolhido foi o AR-SLJE-0293, que exhibe variados graus de alteração hidrotermal e teve os teores seus teores de K, Mg, Cu, Fe, Ni (em %), V (em ppm) e Au, Pd e Pt (em ppb) comparados às distintas intensidades dos registros dos processos hidrotermais (Figura 86).

A coluna de alteração hidrotermal foi classificada em intervalos qualitativos (muito fraca, fraca, média, forte e muito forte) que representam, de 20 em 20%, quanto da rocha original foi substituída pelos minerais da paragênese hidrotermal (de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60, 60 a 80 e 80 a 100%, respectivamente). As correlações mais diretas com os teores de Cu (e Ni, menos diretamente) são dadas pelos teores de Fe e Mg, sendo a primeira correlação mais expressiva. Este fato a influência dos processos ortogmáticos na concentração do cobre e sua relação direta com diferentes pulsos magmáticos, iniciados com magnetitos.

Embora o fracionamento magmático represente variações substanciais no conteúdo elementar de Mg, o intenso registro da alteração à hornblenda neste furo de sondagem resulta em padrões de correspondência menos estreita com o Fe. A presença de zonas alteradas neste anfibólio resulta, em locais, na elevação dos teores de Au e Cu, associada a veios de quartzo hospedados pelos hornblenda metassomatitos. A correlação entre as mineralizações a os teores de K não é tão direta, visto que a alteração à flogopita é menos frequentemente, relacionada à ocorrência de minerais de minério. Os teores mais elevados deste metal alcalino são observados nas lentes dos paragnaisse encaixantes, e nos horizontes onde a substituição da paragênese magmática pela flogopita se deu mais efetivamente.

As concentrações de V (que chegam a 3000 ppm) podem ser relacionadas com inícios de pulsos magmáticos, estratos ricos em magnetitos nos quais a cromita é um importante mineral acessório, visto que é o espinelio mais concentrado no metal. As concentrações de Pd mais elevadas (que ultrapassam 300 ppb) são relacionadas às porções maior interação entre os diferentes tipos de alteração hidrotermal distintos (hornblenda, flogopita e veios de quartzo), provavelmente associados a concentrações de calcopirita, bornita e calcocita remobilizadas hidrotermalmente. Os teores de Pt apresentam melhores correlações com as concentrações de Ni e V, sugerindo um controle puramente magmático para estas mineralizações.

Figura 86: Comparação entre alterações observadas e dados geoquímicos do furo AR-SLJE-0293 do depósito de Cu-Au-Fe-(V) de Serrote da Laje, Arapiraca (Alagoas).



Fonte: autor. Dados de sondagem da Mineração Vale Verde Ltda./Aura Minerals Inc.

VIII.6 CONCLUSÕES PARCIAIS

Com base nas novas observações pertinentes à relação entre o metassomatismo e as mineralizações do depósito de Cu-Au-Fe-(V) de Serrote da Laje, dados bibliográficos disponíveis e novos resultados geoquímicos aqui expostos, é possível estabelecer alguns pontos relevantes sobre a metalogênese deste depósito. As mineralizações do SLJE são predominantemente marcadas por feições ortomagmáticas bem preservadas, com locais processos

de remobilização hidrotermal, que operaram ao menos em três estágios. A evolução paragenética dos litotipos deste depósito e suas relações com as mineralizações estudadas pode ser observada no diagrama da Figura 87.

Os estratos de magnetitos, piroxenitos e noritos (e seus litotipos intermediários), ocorrem intercalados hospedam a maior parte da mineralização cuprífera, formada por calcopirita e bornita *intercumulus*, mais concentrados na base dos pulsos magmáticos (hercinita magnetitos maciços). Nota-se associação deste minério magmático com teores de Ni, Pt, Fe e V, os primeiros ligados a sulfetos e arsenietos e os últimos a espinélios. Embora magnetitas e ilmenitas sejam importantes para o V, as cromitas apresentam concentrações médias do metal 5 vezes superiores.

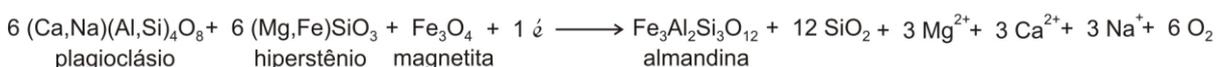
O minério classificado como “tipo 2” engloba, na verdade, diferentes tipos e estágios de alteração hidrotermal: (i) alteração à hornblenda (fácies anfíbolito); (ii) alteração à flogopita; (iii) alteração tardia, composta por minerais da fácies xisto verde (actinolita, clorita, epídoto, calcita). A mais representativa, em termos de área e associação com sulfetos de cobre remobilizado, é a alteração à hornblenda, que ocorre pervasiva, em brechas e veios. Embora não seja frequente observar sulfetos disseminados na paragênese de hornblenda metassomatitos, é comum a presença de veios de quartzo e *stringer* com calcopirita, bornita, calcocita, pirita e pirrotita nestes litotipos.

A alteração à flogopita, que trunca a rica em hornblenda, não possui associação direta com sulfetos remobilizados, e é espacialmente associada aos localizados litotipos alterados ao K-feldspato. Finas vênulas milimétricas de calcopirita, quartzo, carbonato, preenchendo fissuras resultam finos halos de alteração com clorita, epídoto, actinolita e calcita e constituem o estágio de alteração (e mineralização) tardia. Distintamente da alteração à hornblenda, que é restrita aos litotipos máfico-ultramáficos, as alterações à flogopita e tardia são, amplamente, documentadas nos paragnaisses encaixantes.

Os teores de Cu, em sondagem, são amplamente correlacionáveis a Fe, V, Ni e Pt, mais concentrados no início de pulsos magmáticos. O local comportamento errático dos teores do Cu em relação ao Mg está relacionado à sobreposição destes pulsos de diferenciação e, às, duas fases de remobilização hidrotermal de sulfetos descritas, em rochas alteradas à hornblenda e veios de quartzo e carbonato tardios. Nota-se os veios de quartzo como o mais importante mecanismo de elevação dos teores de Cu e Au, associados a outros tipos de alteração ou não. Os teores mais elevados de vanádio e titânio nos espinélios estão associados aos espinélios de rochas hidrotermalizadas à flogopita, possivelmente fruto de enriquecimento em ferro da mica e residual dos siderófilos nos óxidos.

A comparação com os depósitos do Vale do Curaçá, já proposta por alguns autores (HORBACH & MARIMON, 1988; CANEDO, 2016) evidencia mais diferenças do que similaridades com o depósito de Serrote da Laje. Em relação a características comuns, destacam-se (i) hiperstenitos e noritos como hospedeiros dos sulfetos; (ii) metamorfismo granulítico, com posterior metassomatismo nas fácies anfíbolito e xisto verde; (iii) alta razão Cu/Ni do minério; (iv) abundância em magnetita (GARCIA, 2013; Capítulos IV e V desta tese).

As encaixantes paragnáissicas do depósito de Serrote da Laje são, similarmente, observadas no depósito de Surubim, que também apresenta hercinita e granada como minerais frequentes em suas paragêneses de alteração. O acúmulo de minerais aluminosos pode ser consequência da migração de sílica para as encaixantes metapelíticas durante os processos metamórfico-metassomáticos. A formação de almandina pode ser explicada através da reação:



A liberação e sílica dos metapelitos foi importante no sistema hidrotermal e responsável pelo extenso acúmulo de alumínio, que resultou nas silimanitas gigantes e paragênese associada (moscovita muito aluminosa). As micas do Serrote da Laje no geral, são mais aluminosas que as do Vale do Curaçá, possivelmente devido à composição das encaixantes. As micas de alteração do SLJE têm mais FeO (e as magmáticas mais MgO), e plotam similar à Surubim que tem paragnaisses encaixantes.

No que tange as composições dos sulfetos, as calcopiritas de Serrote da Laje apresentam com assinatura distintiva pouco Bi e mais Pd e Au que as magmáticas do DVC, e em média mais enriquecidas em Cd e Ag. Os hornblenda metassomatitos apresentam sulfetos ricos em Pb e Au. Os sulfetos de alteração à flogopita se assemelham muito aos magmáticos da Caraíba. Nota-se elevados teores de Au (até 0,02%), Ag (0,04%), Pd, Zn e Cd nas bornitas. Os flogopita metassomatitos, por sua vez apresentam alto Pb e Cd, enquanto bornitas menos alteradas têm teores de Zn mais elevados.

Quando buscados os pontos divergentes no que tange as características geológicas entre Serrote da Laje o Distrito do Vale do Curaçá, é possível enumerar:

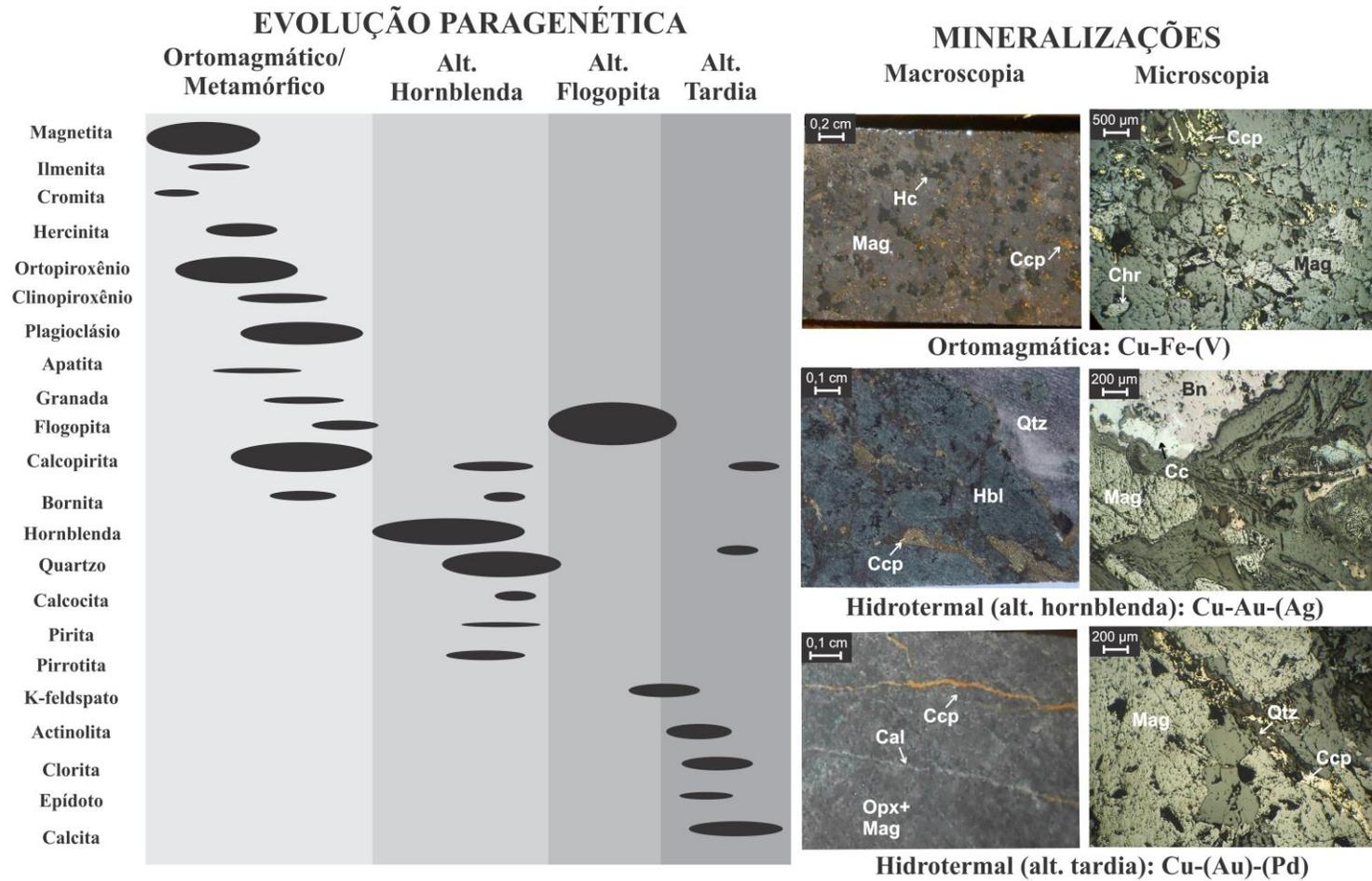
- (i) ausência sumária de estratos de magnetitito, gerados por segregação magmática, nos depósitos do Vale do Curaçá;
- (ii) melhor preservação dos registros da diferenciação e evolução magmática, através diferentes pulsos, em Serrote da Laje;
- (iii) não ocorrência de magnetita hidrotermal (em veios ou brechas) em SLJE;

- (iv) presença de bolsões, de escala métrica, e brechas com sulfetos de cobre e magnetita observada apenas nos depósitos do DVC;
- (v) ocorrência restrita de magmatismo (pegmatitos) no depósito alagoano, quando comparado à extensa granitogênese mapeada no Vale do Curaçá;
- (vi) alteração à hornblenda responsável por teores de minério remobilizado em Serrote da Laje, enquanto no DVC ocorre subsidiária (associada ao diopsídio), hospeda primordialmente pirrotita e pirita, com calcopirita subordinada;
- (vii) pode-se relacionar a alteração à flogopita/biotita diretamente ao minério hidrotermal no Vale do Curaçá, enquanto é praticamente estéril no SLJE, onde os veios de quartzo apresentam maior importância;
- (viii) a existência de um complexo sistema de fluidos hidrotermais no Vale do Curaçá, similar a depósitos do tipo IOCG (*Iron oxide-Copper-Gold*), responsável por elevar e multiplicar as reservas de cobre na região, contra uma remobilização restrita no depósito de Serrote da Laje.

No que tange a evolução tectono-metalogenética, os depósitos do Vale do Curaçá e de Serrote da Laje apresentam histórias evidentemente distintas. Embora Canedo (2016) compare a idade de 1,9 Ga de Serrote da Laje ao magmatismo máfico-ultramáfico do DVC, esta idade se aproxima apenas do piroxenito Baraúnas (ca. 2,05 Ga, Capítulo IV), que trunca os corpos da zona de mineralização principal, é estéril e apresenta poucas evidências de alteração hidrotermal. Da mesma forma, geologicamente o Baraúnas não exibe a distinta diferenciação magmática dos corpos máfico-ultramáficos de Serrote da Laje.

A idade do magmatismo neoarqueano (2,58 Ga) dos hospedeiros das mineralizações (OLIVEIRA et al., 2004b) contrasta com as rochas paleoproterozoicas do depósito alagoano. As rochas do Vale do Curaçá deformadas e submetidas ao metamorfismo granulítico de ultra-alta temperatura entre 2,1 e 2,08 Ga. Garcia (2013) registra a instalação do sistema de fluidos principal em torno de 2,04 Ga e o tardio em torno de 1,95 Ga, o primeiro é nesta tese associado à colocação de granitos pós-colisionais. O depósito de Serrote da Laje, por sua vez, teve seu metamorfismo e restrito hidrotermalismo associado ao ciclo orogênico brasileiro (entre 660 e 570 Ma; idades Ar-Ar de BRITO et al., 2008). Desta forma, é possível notar que, apesar de amplamente comparados, estes distritos cupríferos registram processos geológicos atuantes em tempos e intensidades francamente distintos.

Figura 87: Diagrama de evolução paragenética e mineralizações associadas para o depósito de Serrote da Laje.



Fonte: autor. Abreviações – Hc: hercinita; Mag: magnetita; Ccp: calcopirita; Chr: cromita; Hbl: hornblenda; Qtz: quartzo; Bn: bornita; Cc: calcocita; Cal: calcita; Opx: ortopiroxênio.

CAPÍTULO IX

CONCLUSÕES: EVOLUÇÃO TECTÔNICA E METALOGENÉTICA

Dados geocronológicos inéditos apoiados em trabalhos de campo, interpretação aerogeofísica e litogeoquímicas gerados na presente tese expõem fragmentos ainda não contados da história do Cráton do São Francisco (CSF) e suas faixas marginais. Trabalhos de campo detalhados integralizados à mapas aerogeofísicos foram conduzidos apenas no território baiano, como parte integrante do projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia – Fase II. As correlações regionais com o depósito alagoano de Serrote da Laje (SLJE) centram-se na bibliografia, visto que a amostragem nesta jazida foi focada em testemunhos de sondagem.

Além de seções geológicas regionais nunca antes reportadas do Distrito do Vale do Curaçá (DVC), Serra de Jacobina e Rio Salitre, e mapeamento de detalhe do Distrito de Riacho Seco (DRS), as novas idades apresentadas na presente tese reportam novos eventos geológicos. Na Mina Caraíba (no DVC), foi caracterizada a presença de magmatismo piroxenítico (corpo Baraúnas) de 2,05 Ga e granítico de 2,04 Ga, ambos pós-colisionais. Dados geocronológicos inéditos para os domínios Rio Salitre e Riacho Seco remontam ao Riachiano e ao Neoarqueano, respectivamente. Assim como resultados U-Pb e Lu-Hf do Granito de Campo Formoso confirmam o Bloco Gavião como única fonte e uma idade de 2,07 Ga.

No presente capítulo estão dispostas as conclusões alcançadas em relação à evolução tectônica do setor nordeste do CSF, à Província Borborema e à Faixa Sergipana, com base no confronto da bibliografia com os avanços trazidos nesta tese.

IX.1 DOMÍNIOS TECTÔNICOS E PRINCIPAIS LINEAMENTOS

A integração dos mapas aerogeofísicos magnéticos e radiométricos, associado às observações e medidas de campo, permitiu uma visão regional das principais estruturas presentes na região nordeste do Cráton do São Francisco. Esta região é composta por fragmentos crustais e bacias sedimentares que remontam a um registro geológico, quase que contínuo, desde o Mesoarqueano.

No mapa da Figura 88 estão expostos os limites dos domínios aeromagnéticos (mapa base de sinal analítico) relacionados a importantes depósitos minerais e às unidades

tectônicas que os abrigam, segundo o considerado no presente estudo. Os depósitos e domínios estão numerados:

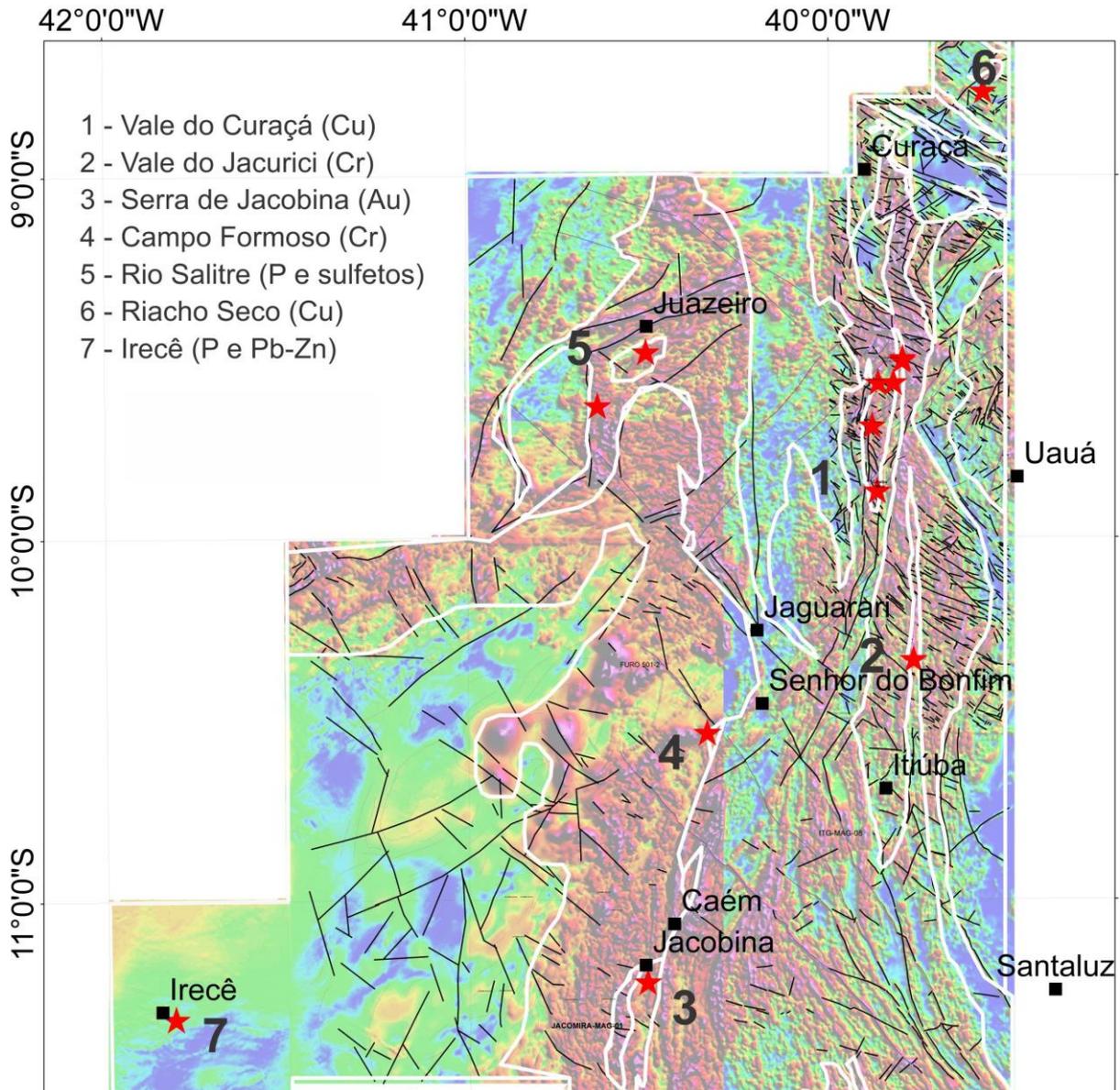
- 1) Vale do Curaçá (cobre) – Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC; 2,58, 2,08 e 2,04 até 1,92 Ga – OLIVEIRA et al., 2004; TEIXEIRA et al., 2010a; GARCIA, 2013; presente estudo) Bloco Gavião Norte (3,5-3,2 Ga – DANTAS et al., 2010; BARBOSA et al., 2012);
- 2) Vale do Jacurici (cromita) – Bloco Serrinha (BS; 2,08 Ga e 3,3-3,2 Ga – OLIVEIRA et al., 2004; RIOS et al., 2009);
- 3) Serra de Jacobina (ouro) – Bloco Gavião Norte (2,6-2,07 Ga e 3,4-3,2 Ga; – presente estudo, MELO et al., 2001; LEITE & MARINHO, 2012; ZINCONE, 2016; BARBUENA, 2017);
- 4) Complexo Máfico Ultramáfico de Campo Formoso (cromita) – Bloco Gavião Norte (mais velho que 3,2 Ga – LORD et al., 2004; MISI et al., 2012);
- 5) Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre (SVRS; fosfato e pirita-pirrotita) – Bloco Gavião Norte (2,16 Ga e 3,5 Ga – presente estudo, OLIVEIRA, 2016; DANTAS et al., 2010);
- 6) Fragmento Riacho Seco (cobre) – Província Borborema (2,6, 2,04 e 0,6 Ga – presente estudo; BRITO-NEVES et al., 2000);
- 7) Bacia de Irecê (fosfato e Pb-Zn) – Bloco Gavião Norte (850-600 Ma – MISI et al., 2004);

Ao observar os lineamentos estruturais e a disposição dos domínios aeromagnéticos traçados, é evidente a influência da orogênese orosiriana-riaciana na estruturação N-S dos vales do Curaçá (no OISC) e Jacurici (no BS), ambos situados próximos aos limites destas unidades tectônicas. A colocação dos corpos máfico-ultramáficos, assim como falhas e zonas de cisalhamento correspondem a estes lineamentos estruturais. No DVC, estas estruturas representaram importantes condutos para a circulação de soluções hidrotermais mineralizantes. Neste distrito cuprífero ocorrem ainda estruturas NNW-SSE que truncam as principais e tendem à direção WNW-ESE no setor norte do vale, mais próximo (e sob maior influência) das estruturas brasileiras da Província Borborema. Da mesma forma, estes lineamentos possuem notada relevância na condução de fluidos hidrotermais.

A estruturação N-S imposta pela orogênese paleoproterozoica é, similarmente, observada nos depósitos de auríferos e cromíferos e na sequência vulcanossedimentar da Serra de Jacobina. É possível notar, entretanto, a extensão do batólito (pouco deformado) de Campo Formoso sob as bacias neoproterozoicas de Campinas e Irecê. A delimitação de cada bacia do

Gavião Norte (Jacobina e Rio Salitre) e de suas relações com o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá é nítida. Direção NE-SW do Rio Salitre veios de quartzo N-S.

Figura 88: Contornos dos domínios magnéticos (linhas brancas) e estruturas (linhas pretas) na região nordeste do estado da Bahia, sobre mapa de sinal analítico (aeromagnético).



Fonte: autor.

A bacia de rifte na qual se depositou a Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre (SVRS) apresenta forma sigmoidal com orientação geral NE-SW, estando os depósitos de fosfato (na região nordeste) em um baixo magnético (e estrutural). Oliveira (2016) relata a presença de dobras coaxiais NE-SW na Unidade Sobradinho. Na porção sudoeste, onde está o

depósito pirita-pirrotita a foliação apresenta direção geral N-S, com zonas de cisalhamento veios de quarto paralelos. Tal configuração sugere uma compressão ENE-WSW em sentido horário – colisão com o Complexo Barreiro a leste e a Serra de Jacobina a oeste – como responsável pelo arranjo estrutural observado na SVRS.

O Fragmento Riacho Seco (FRS) e o distrito homônimo estão totalmente englobados no domínio da Província da Borborema e exibem, regional, a predominância de lineamentos NW-SE. A comparação em escala local revela uma complexa história de dobramentos, onde a configuração final assumida é consequência de deformação não-coaxial sobrepondo dobramentos coaxiais. A oeste, baixos aeromagnéticos estão associados à sedimentação carbonática neoproterozoica nas bacias de Irecê e Campinas, tendo N-S como direção principal de propagação dos riftes e E-W como preferencial para a deformação epidérmica.

IX.2 IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO / SETOR NORDESTE

A compilação das idades obtidas pelo presente estudo com aqueles presentes na bibliografia, associados à interpretação geofísica regional permitiu inferências sobre os eventos tectônicos que afetaram os litotipos do nordeste do CSF. O Bloco Sobradinho/Gavião Norte constitui o fragmento crustal mais antigo da área, tendo sua idade estabelecida entre 3,5 e 3,3 Ga para o ortognaisses TTG (DANTAS et al., 2010; ZINCONI, 2016). Protólitos neoarqueanos são documentados no Vale do Curaçá, em torno de 2,6 Ga – Complexo Caraíba (OLIVEIRA et al., 2004) e Fragmento Riacho Seco (presente trabalho), tendo o último terreno sido deformado pela Orogênese Brasileira. A história geológica continua com a instalação do *Rift*-Recôncavo-Tucano-Jatobá (RRTJ) e da Bacia do São Francisco.

A evolução foi sintetizada em sete fases, desde o Paleoarqueano ao Cretáceo, com a formação da Bacia do Tucano, representadas em três latitudes, sendo representativa de todos os depósitos citados. A seguir são descritas as fases do modelo evolutivo tectônico-metalogenético proposto:

- 1) Paleo/Mesoarqueano (3.5-2.9 Ga): formação de microplaca/núcleo TTG constituinte do Bloco Sobradinho/Gavião Norte em 3,5 Ga na seção mais a norte (DANTAS et al., 2010). Na seção central, os ortognaisses migmatíticos do Complexo Uauá, no Bloco Serrinha, são datados em 3,2 Ga (RIOS et al., 2009), com a intrusão do Complexo Gabro-Anortosítico Lagoa da Vaca em torno de 3,1 Ga (PAIXÃO et al., 1995). Mais a sul, ainda no

Bloco Serrinha, os protólitos (ortognaisses e vulcanossedimentares) do Complexo Santaluz, em torno de 3,1 Ga (RIOS et al., 2009). A deposição da Sequência Vulcanossedimentar Contendas-Mirante, segundo Zincone (2016), se deu em um ambiente de rifte entre 3,4 e 3,3 Ga (Figura 89).

2) Neoarqueano-Paleoproterozoico (2.7-2.5 Ga): conforme dados geocronológicos do presente estudo, tem-se que, na seção mais a norte, em 2,6 Ga, ocorreu a deposição dos protólitos vulcanossedimentares, mineralizados em cobre, dos depósitos de Riacho Seco (Figura 90). Embora fosse sugerido a existência de um *back-arc* neoarqueano para a deposição da sequência Rio Salitre (RIBEIRO, 1998), este trabalho evidencia uma idade riaciana para a sequência. Na região central, ocorre uma subducção com a formação dos protólitos do Complexo Caraíba (ca. 2,6 Ga; SILVA et al., 2002), e das rochas ultramáficas do Vale do Curaçá (2,58 Ga; OLIVEIRA et al., 2004b), estas últimas mineralizadas em cobre. Os protólitos do Complexo Caraíba remetem a um ambiente arco magmático enquanto os ultramafitos do DVC são intrusivos nestes litotipos e em rochas metassedimentares pelíticas e químicas (TEIXEIRA, 1997; MAIER & BARNES, 1999; OLIVEIRA et al., 2010a; GARCIA, 2013).

A fragmentação da porção norte do Bloco Serrinha com a formação de uma LIP (*Large Igneous Province*), em torno de 2,6 Ga, correspondendo aos atuais diques de Uauá, reportadamente portadores de ocorrências de minerais cupríferos (OLIVEIRA et al., 2013; MISI et al., 2012). Como sugerido por Barbuena (2017), os metabasaltos do Greenstone Belt de Mundo Novo (GBMN) exibem evidências de ambiente que indica a proximidade de um arco, possivelmente neoarqueano, sendo a porção superior correlata ao Grupo Jacobina e com sua deposição final limitada pelo Granito de Campo Formoso, no Orosiriano. O autor sugere um ambiente de *back-arc* para estes litotipos, entretanto a ausência de outros arcos neoarqueanos conhecidos, se não o Caraíba, sugere uma maior compatibilidade com um ambiente *fore-arc*.

3) Paleoproterozoico (Riaciano-Orosiriano; 2.2-1.9 Ga): dados geocronológicos inéditos, associados à reinterpretação geológica e litogeoquímicas indicam a formação da Sequência Vulcanossedimentar Rio Salitre em ambiente de rifte riaciano (idade U-Pb SHRIMP em metarriolito: 2,16 Ga, presente estudo; Figura 91). Mineralizações fosfáticas, de pirita-pirrotita com menores concentrações de calcopirita são documentadas na SVRS. O fechamento da bacia Rio Salitre é, aqui, entendida como produto da colisão (a oeste) com o Complexo Barreiro e a leste com a porção norte da Serra de Jacobina e o Orógeno-Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC). Resultados geocronológicos em Riacho Seco apresentados no Capítulo VI, indicam a deformação deste terreno também em torno de 2,0 Ga. A intrusão do Complexo

Máfico-Ultramáfico de Serrote da Laje no Domínio Rio Coruripe da Faixa Sergipana, se deu em 1,9 Ga (CANEDO, 2016).

Na Seção central, a colisão entre os Blocos Gaviões e Serrinha resultou na edificação do OISC, com metamorfismo granulítico, intrusão de granitos do tipo S e do Sienito de Itiúba (SILVA et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2004b). A formação da bacia de *back-arc* na qual depositou-se o *Greenstone Belt* do Rio Capim é correlata a este evento, associada à colisão com o microcontinente Jacurici-Retiroândia (RIOS et al., 2009; OLIVEIRA et al., 2010a), ao qual estão associados promissores depósitos de cobre hospedados por rochas metamáficas submetidas a alteração potássica.

No DVC (mais especificamente na Mina Caraíba) foi registrado magmatismo piroxenítico (corpo Baraúnas) de 2,05 e granítico de 2,04 Ga, este último correlato ao metassomatismo responsável por reconcentrar os sulfetos de cobre dos depósitos estudados (presente estudo; GARCIA, 2013). A sul existe a deformação do GBMN, deposição (e concomitante) dos sedimentos do Grupo Jacobina (em bacia de *foreland*), oriunda da colisão entre os Blocos Gavião/Mairi e Serrinha, e intrusão do Granito de Campo Formos em 2,07 Ga (resultados desta tese). A formação da bacia de *back-arc* do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (com poucas ocorrências de cobre documentadas), é correlata e tem seu arco possivelmente associado aos domos Barrocas e Teofilândia (RIOS et al., 2009; OLIVEIRA et al., 2010b). A intrusão de granitoides de natureza diversa no Bloco Serrinha neste período (RIOS et al., op. cit.), representa um importante mecanismo de concentração de sulfetos de cobre, comumente encontrados nestas rochas.

4) Mesoproterozoico (Steniano; 1.2-1.0 Ga): a formação, em margem ativa, do Complexo Marancó (ca. 1,0 Ga; na seção central) e a intrusão do Granito de Chorrochó, com deposição na margem passiva dos metassedimentos do Complexo Cabrobó às margens do FRS, mais a norte, são considerados registros do ciclo orogênico Cariris-Velhos (Figura 92). Embora não observadas na presente tese, são descritas ocorrências cupríferas no Complexo Marancó, próximo à divisa com o estado de Sergipe.

5) Neoproterozoico (Criogeniano; 850-650 Ma): Sem registro na porção sul, nas regiões central e sul ocorre a distensão do setor leste e formação de uma margem passiva onde instala-se uma plataforma carbonática e ocorre a deposição dos sedimentos da Formação Olhos D'água, que virá a integrar a Faixa Sergipana (SANTOS, 2001; MARTINS et al., 2001; OLIVEIRA et al., 2010b; Figura 93). Existem registros na bibliografia de ocorrências de cobre associadas à esta unidade (MISI & TEIXEIRA, 2008), entretanto, nos trabalhos de campo, apenas foram observadas concentrações de pirita nestes litotipos.

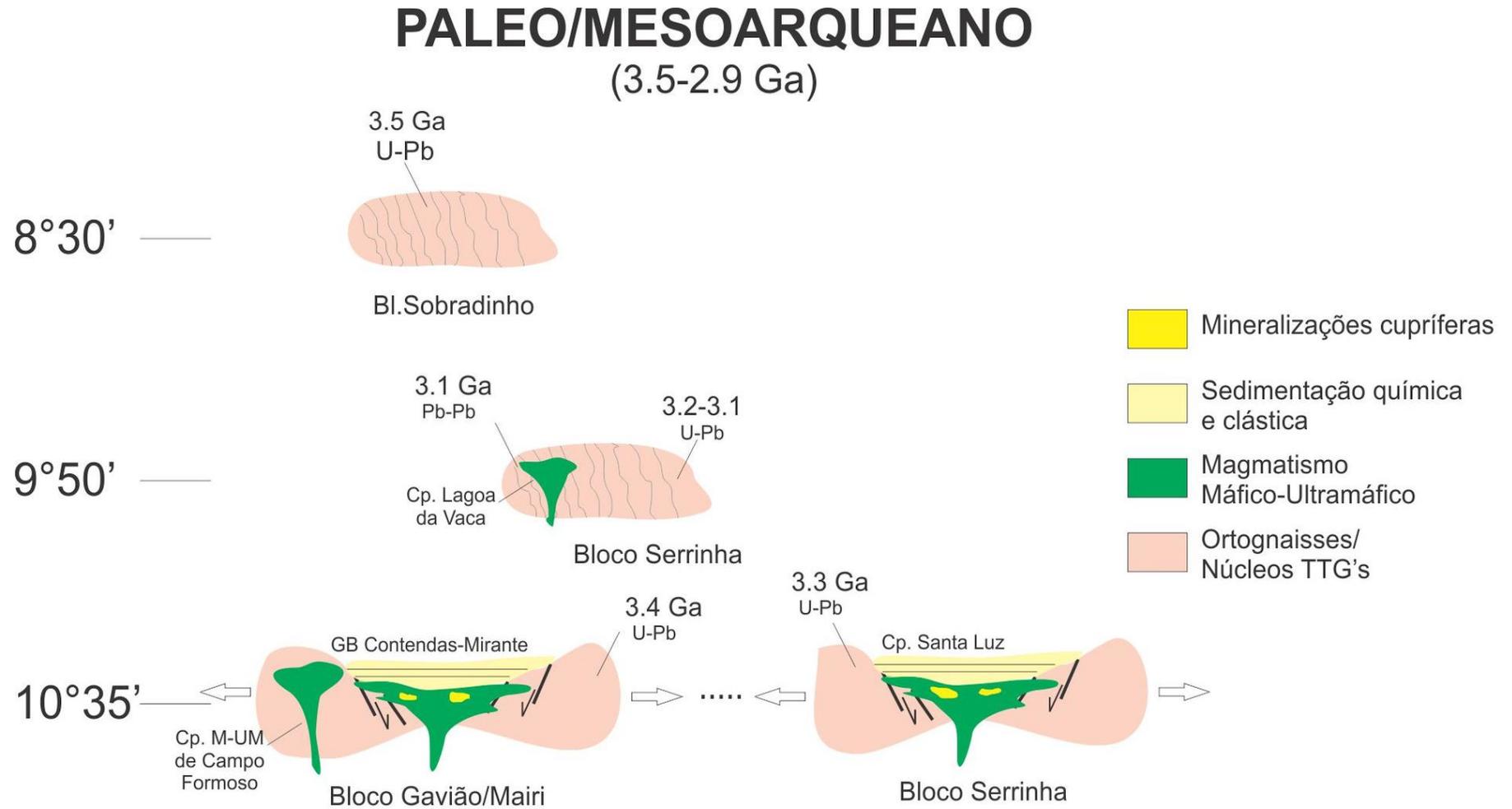
6) Neoproterozoico (Criogeniano-Ediacarano; 650-540 Ma): orogênese Brasileira ocorre resultando na deformação do Complexo Cabrobó e do Fragmento Riacho Seco, que passam a integrar a província da Borborema e é anexado à margem do CSF (dados geocronológicos do presente estudo; Figura 94). Igualmente, o Domínio Rio Coruripe (incluindo depósito de SLJE) colidiu contra o Terreno Pernambuco-Alagoas em direção ao Cráton do São Francisco, resultando em intensa deformação e remobilização hidrotermal de sulfetos de Cu, com Au associado (CANEDO, 2016; presente trabalho). Na região central ocorreu a deformação e inversão da estratigrafia nas supracrustais da Faixa Sergipana (SANTOS et al., 2001; OLIVEIRA et al., 2010b). Na seção mais a sul, é possível uma deformação menos intensa nos sedimentos da Formação Olhos D'água.

7) Cretáceo (135-97 Ma): com a instalação do rifts Recôncavo-Tucano-Jatobá e São Francisco, representado na região pelas bacias do Tucano e do São Francisco, uma nova configuração é admitida nas bordas do CSF. Desta forma, sequências meso e neoproterozoicas, descritas na bibliografia como portadores de ocorrências cupríferas, tem suas continuidades interrompidas pela sedimentação fanerozoica. Estas bacias possuem como embasamento a Província Borborema ao Norte, e a Faixa Sergipana nas porções sul e central (Figura 95).

IX.3 MODELOS METALOGENÉTICOS PARA OS DEPÓSITOS ESTUDADOS

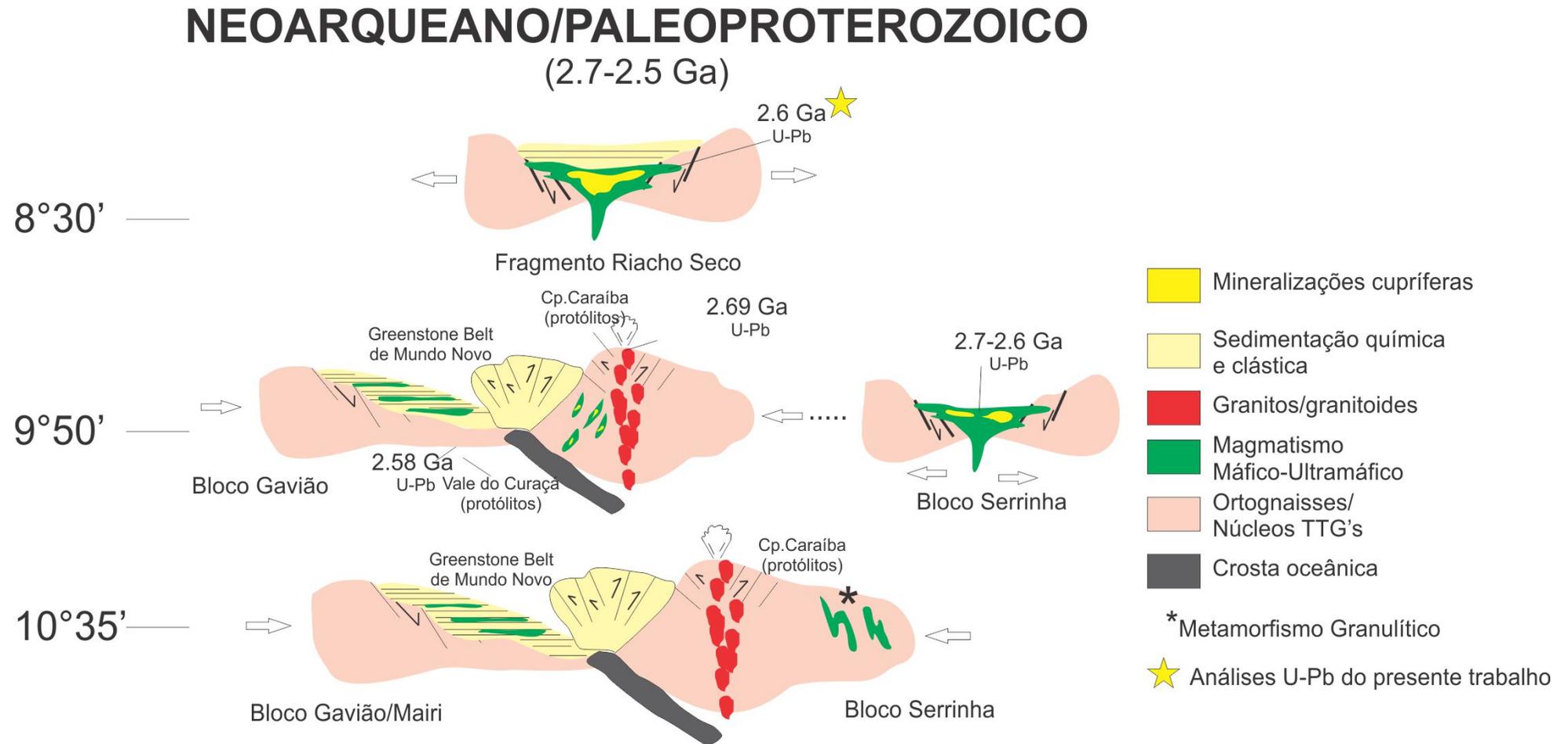
O presente estudo traz uma visão metalogenética regional integrada, baseada em aspectos geológicos, aerogeofísicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos de diferentes depósitos cupríferos presentes na região nordeste da Bahia, e no estado de Alagoas. As conclusões que são apresentadas a seguir têm como pano de fundo, para a integração regional, mapas geológicos atualizados e aerogeofísicos do estado da Bahia. Desta forma, a delimitação da província cuprífera, feita no âmbito do Projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia (MMBA) – Fase II, é restrita ao território baiano (Província Cuprífera do Nordeste da Bahia – PCNEBA). Nos modelos metalogenéticos e nos impactos para a metalogênese do cobre constam, também, a integração com as observações feitas no depósito de Serrote da Laje (SLJE), em Arapiraca (Alagoas).

Figura 89: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo entre o Paleo- e o Mesoarqueano.



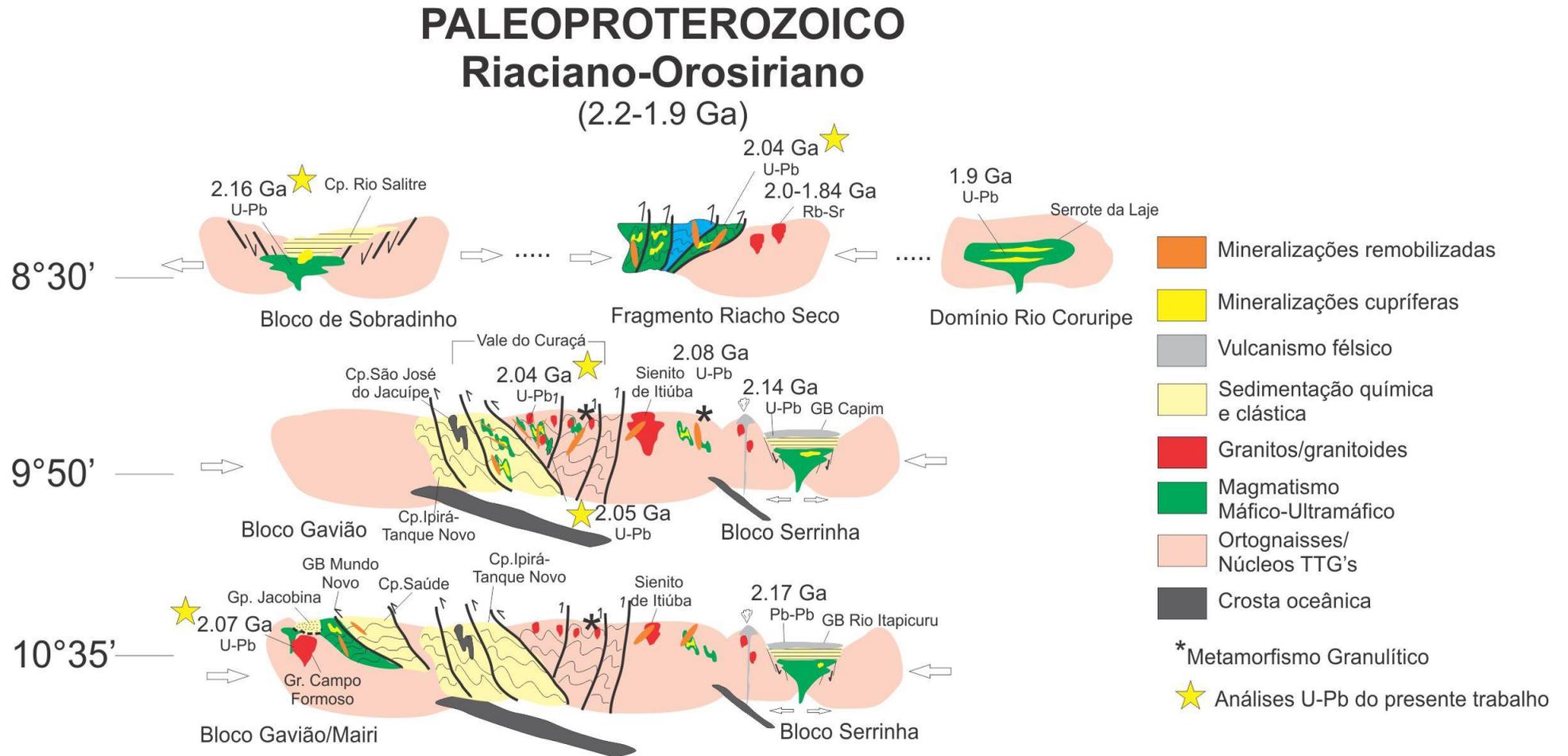
Fonte: autor.

Figura 90: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo entre o Neoarqueano e o início do Paleoproterozoico.



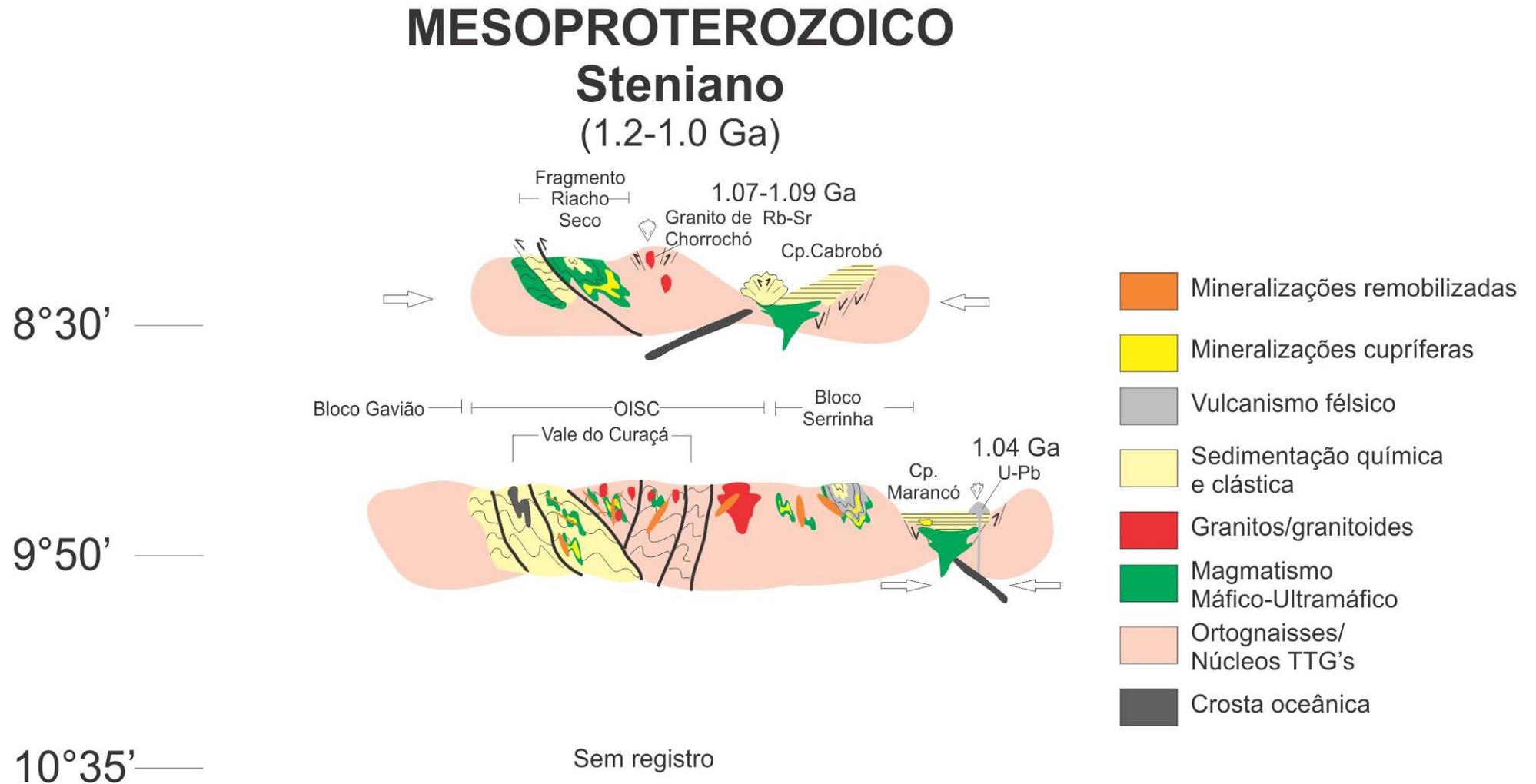
Fonte: autor.

Figura 91: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo entre o Riaciano e o Orosiriano, ao final do Paleoproterozoico.



Fonte: autor.

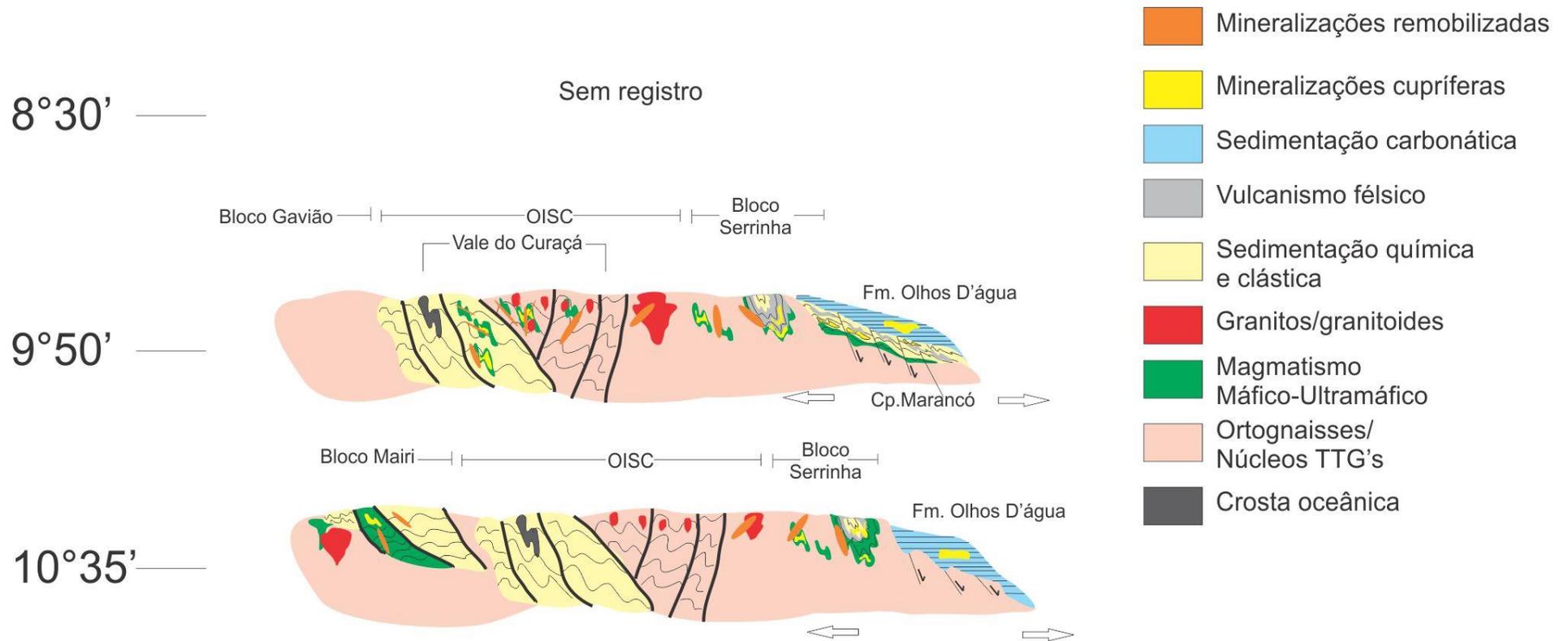
Figura 92: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo ao final do Mesoproterozoico (Steniano).



Fonte: autor.

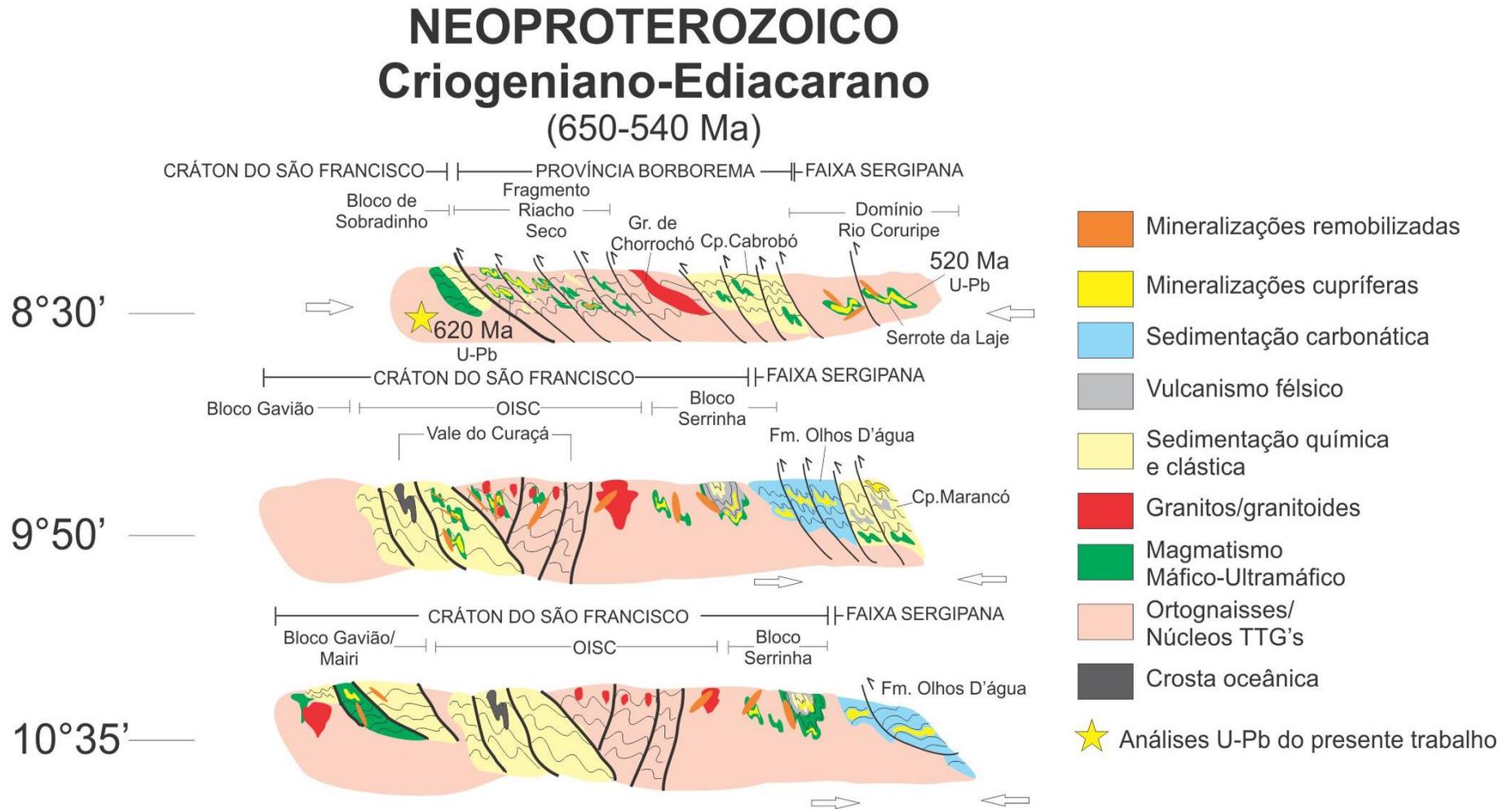
Figura 93: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo no Neoproterozoico (Criogeniano).

NEOPROTEROZOICO Criogeniano (850-650 Ma)



Fonte: autor.

Figura 94: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo ao final do Neoproterozoico (Criogeniano-Ediacarano).



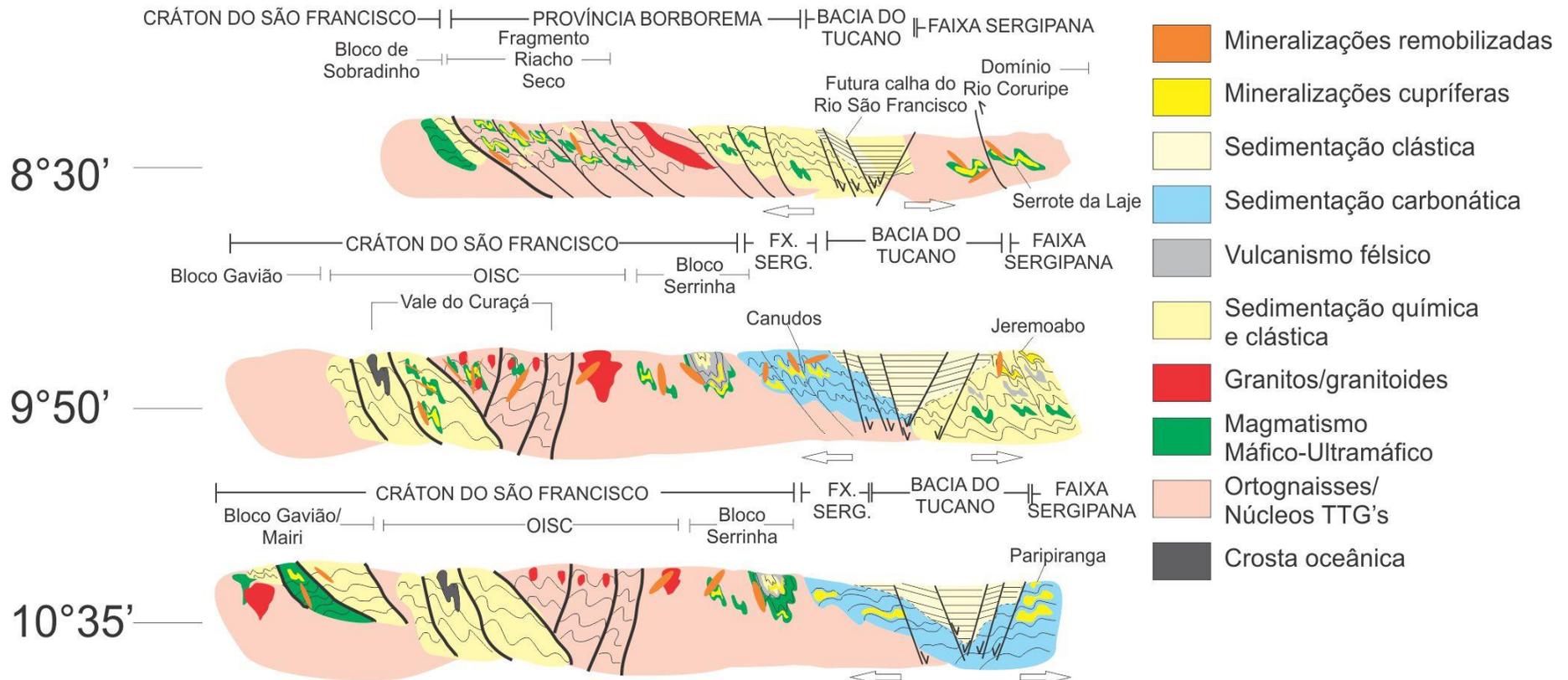
Fonte: autor.

Figura 95: Proposta de modelo evolutivo para a área de estudo no Cretáceo.

FANEROZOICO

Cretáceo

(135-97 Ma)



Fonte: autor.

As conclusões parciais apresentadas ao final do Capítulo III – “A Província Cuprífera do Nordeste: Depósitos e Ocorrências” expõem o potencial metalogenético para mineralizações de cobre das diversas áreas estudadas. As áreas no Bloco Serrinha (BS) foram consideradas as mais promissoras para novas descobertas de jazidas cupríferas, sendo o depósito do Rio Capim, em Uauá o com maior potencial. A relação de rochas metamáficas cisalhadas com alteração potássica na zona mineralizada a malaquita remete a feições de alteração descritas nos depósitos do Distrito do Vale do Curaçá (DVC).

Observa-se a presença de halos de alteração potássica em rochas máficas e ultramáficas do embasamento dos Complexos Santaluz e Uauá, muitas vezes associados à ocorrência de sulfetos. Além da ocorrência de calcopirita em granitoides e pegmatitos do BS, esta relação rochas máficas-alteração potássica-granitoides com sulfetos é um importante guia prospectivo para as mineralizações de cobre do DVC.

Granitos com afinidade cálcio-alcalina representam, da mesma forma, um importante agente mineralizador no depósito de pirita-pirrotita do Rio Salitre, para o qual foi proposto um modelo do tipo *skarn* hospedado por metacarbonatos e calcissilicáticas, com maior propensão para ocorrência de sulfetos de Pb-Zn. Os granitos-S da Serra de Jacobina, entretanto, exibem mobilidade reduzida para o Cu, com concentrações de malaquita associadas aos próprios batólitos, mas não documentadas em pegmatitos ou em suas encaixantes. A cloritização nos metabasaltos do extremo norte da serra, com discreta elevação nos teores de Cu, é um importante guia para mineralizações do tipo VHMS (*Volcanic-hosted Massive Sulfides*; MISRA, 1999; LAZNICKA, 2010).

A proposição de modelos metalogenéticos para mineralizações cupríferas, assim como a delimitação da província está relacionada a estudos metalogenéticos detalhados em jazidas minerais. Portanto, a compreensão mais detalhada dos processos metalogenéticos que resultaram nas esparsas ocorrências documentadas carece de estudos específicos. A seguir são, então, apresentados modelos metalogenéticos para os depósitos do Vale do Curaçá, do Distrito de Riacho Seco (DRS) e de Serrote da Laje (SLJE, Arapiraca). Uma nova delimitação para PCNEBA é apresentada e, por fim, são discutidos os impactos alcançados por estas conclusões para a metalogênese do cobre.

A associação de rochas máfico-ultramáficas neoarqueanas e paleoproterozoicas metamorfizadas em alto grau com sistemas de alteração hidrotermal é comum aos depósitos estudados no Vale do Curaçá, em Riacho Seco e o de Serrote da Laje. No entanto, uma análise mais detalhada evidencia aspectos evolutivos particulares na história tectônica-metalogenética

de cada um dos depósitos. O sumário da evolução tectônica metalogenética dos depósitos de cobre do DVC, DRS e SLJE são apresentados na Tabela 20.

Tabela 20: Quadro comparativo dos processos tectônicos e metalogenéticos que atuaram sobre os depósitos do Vale do Curaçá, Riacho Seco e Serrote da Laje.

Depósito	Evolução tectônica-metalogenética		
	Nearqueano	Paleoproterozoico	Neoproterozoico
Vale do Curaçá	Múltiplas intrusões piroxeníticas e noríticas mineralizadas em Cu, colocadas em gnaisses de arco e rochas sedimentares pelíticas e químicas	Deformação, metamorfismo granulítico, magmatismo ultramáfico e granítico, metassomatismo Ca-Na-K-Fe, remobilização do minério e introdução de Cu	Estruturas rúpteis tardias, abertura de zircões em Surubim (GARCIA, 2013)
Riacho Seco	Ambiente vulcanossedimentar com mineralizações de Cu. Vulcanismo máfico intercalado com rochas sedimentares químicas	Deformação coaxial, metamorfismo anfibolítico, metassomatismo K com locais remobilizações de Cu	Deformação não coaxial, estiramento e estreitamento dos corpos máficos anfibolitizados
Serrote da Laje	Sem registro	Múltiplas intrusões estratificadas de magnetitos, piroxenitos e noritos (CANEDO, 2016), mineralizados em Cu-Fe-(V)	Deformação, metamorfismo granulítico-anfibolítico, metassomatismo Ca-K, remobilização de Cu e Au

Fonte: autor.

Estudados por diversos autores, os depósitos do Vale do Curaçá são mundialmente comparados apenas com os depósitos de O'okiep (1,0 Ga) na África do Sul (Maier et al., 2013). Estas jazidas têm sua gênese primária (ortomagmática) relacionada à múltiplas intrusões piroxeníticas e noríticas (2,58 Ga) colocadas em ortognaisses e sedimentos pelíticos e químicos nearqueanos (OLIVEIRA & TARNEY, 1995; OLIVEIRA et al., 2004b). Maier & Barnes (1999) observaram pequenos volumes de minério hidrotermal e acreditam que não justificam um modelo apoiado nestas evidências. A natureza incomum dos depósitos pode ser explicada, para estes autores, pelo fracionamento de olivina, piroxênio (e plagioclásio) em profundidade de um magma basáltico (com empobrecimento em Ni e EGP), seguida pela ascensão e intrusão em supracrustais e metamorfismo granulítico.

Rocha (1999) observou a importância das reações metassomáticas na remobilização do Cu e do Au. A partir de dados Ar-Ar, $\delta^{34}\text{S}$, da observação de metassomatismo potássico, e duas gerações de magnetita (uma magmática e outra hidrotermal), Teixeira et al. (2010a)

associam a gênese das mineralizações cupríferas do Vale do Curaçá a dois estágios: um ortomagmático e outro hidrotermal, similar a sistemas do tipo IOCG (*Iron oxide-Copper-Gold*).

Garcia (2013) datou o metassomatismo potássico em 2,04 Ga e relacionou as alterações observadas nos depósitos do vale mais a sul (Sussuarana e Caraíba) a porções mais profundas do modelo IOCG proposto por Hitzman et al. (1992) e Hitzman & Valenta (2005), quando comparados com os depósitos mais a norte (Surubim e Vermelhos), associados a alterações mais rasas. O autor indicou a perda de Pb em direção ao Neoproterozoico em amostra de metabro da Mina Surubim. Maier et al. (2013) propõem para os depósitos de O'okiep (e do Vale do Curaçá) um modelo de extremo fracionamento de magmas derivados do manto litosférico subcontinental (em inglês: SCLM – “*sub-continental lithospheric mantle*”), ligados a membros magmáticos proximais de uma suíte IOCG.

Na presente tese (Capítulo IV – O Arcabouço Geológico do Vale do Curaçá), ficou caracterizada a presença de três gerações de magmatismo félsico pós-piroxenitos mineralizados. O mais antigo deles é constituído pelos granitoides Vale do Curaçá e Santuário (PINHO et al., 2015, não datados), caracterizados, aqui, como peraluminosos e sin-colisionais. A segunda fase é caracterizada pelo magmatismo alcalino pós-colisional do Sienito de Itiúba, colocado no limite leste do Vale do Curaçá, entre este e o Vale do Jacurici em 2,08 Ga (CONCEIÇÃO et al., 1991).

Novos dados geocronológicos indicam a presença de magmatismo granítico (2044,4±2,5 Ma) e piroxenítico (Corpo Baraúnas 2056±9,2 Ma) pós-colisional, mais novos que o Sienito de Itiúba, na Mina Caraíba. Com assinaturas Lu-Hf francamente distintas dos metassomatitos datados por Garcia (2013), o granito datado apresenta idade correlata aos litotipos produzidos pela ação hidrotermal. A macro-estruturação descrita nos depósitos do DVC evidencia a importância de zonas de cisalhamento secundárias (que truncam a estrutura geral N-S do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá – OISC) como condutos de fluidos e na deformação dos corpos mais a norte (como a Mina Surubim). É notável, também, a influência da Província Borborema na inflexão destas estruturas (de NNW-SSE para WNW-ESSE) na porção setentrional do vale.

Como detalhado no Capítulo V (O Sistema Hidrotermal do Vale do Curaçá), os depósitos cupríferos do DVC exibem feições de alteração hidrotermal resultantes de uma complexa e longa interação entre fluidos e rochas máfico-ultramáficas. A presença de alteração cálcica (diopsídio-hornblenda-plagioclásio) é descrita, porém notadamente mais restrita do que às alterações Na-Fe (plagioclásio-magnetita) e K-Fe (k-feldspato-clorita-epídoto±magnetita). A alteração à flogopita/biotita, que melhor equilibra a assinatura geoquímica dos fluidos

hidrotermais e dos protólitos máfico-ultramáficos, apresenta relação direta (química e espacial) com as zonas mais concentradas em sulfetos de cobre hidrotermais.

A combinação de métodos isotópicos nunca antes utilizados em depósitos do Cráton do São Francisco (O, H-O e S-Fe), permitiu um importante avanço na compreensão dos processos hidrotermais que atuaram sobre os depósitos do Vale do Curaçá (Capítulo VI – Caracterização Isotópica das Mineralizações Cupríferas do Vale do Curaçá). Razões $\delta^{18}\text{O}$ de minerais silicáticos (além de magnetita e barita) de litotipos mais e menos alterados, sugere o fracionamento por temperatura tardio ou participação de fluidos oxidantes (águas meteóricas ou formacionais), como observados em outros depósitos do tipo do IOCG (HUNT et al., 2007).

A integração das análises de δD e $\delta^{18}\text{O}$ em flogopitas dos depósitos de Sussuarana, Caraíba, Vermelhos e Surubim mostra a importância dos fluidos magmáticos primários e metamórficos na fase de mineralização principal. Nota-se, da mesma forma, a influência de fluidos hidrotermais marinhos nas fases tardias, melhor preservadas nos depósitos mais a norte. A análise pareada entre as razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{56}\text{Fe}$ e $\delta^{57}\text{Fe}$ sugere a participação de fluidos hidrotermais de alta temperatura, além de fluidos marinhos e participação e fracionamento abiótico para os isótopos de ferro (ROUXEL et al., 2003; DAUPHAS & ROUXEL, 2006). Portanto, os resultados analíticos de isótopos estáveis indicam, para o Vale do Curaçá, um sistema magmático primário (de alta temperatura), com influências de fluidos metamórficos, que evolui para um sistema com influências de fluidos hidrotermais marinhos.

Os corpos mineralizados em cobre de Riacho Seco, por sua vez, registram uma complexa história geológica, polifásica, com registros no Neoarqueano (2634 ± 48 Ma), Paleoproterozoico (2037 ± 14 Ma) e Neoproterozoico (600 ± 18 Ma; Capítulo VII – O Depósito de Cobre de Riacho Seco, Curaçá, Bahia). Os anfibólitos, com disseminações de calcopirita e bornita, estão altamente deformados ocorrem intercalados a mármores e calcissilicáticas, em contato com ortognaisses. Evidências geológicas, mineraloquímicas e geocronológicas indicam protólitos vulcânicos máficos (diferenciados, sem Ni) com disseminações de sulfetos de cobre em uma sequência vulcanossedimentar neoarqueana.

Durante o Paleoproterozoico, os protólitos das rochas de Riacho Seco foram submetidos a deformação coaxial, metassomatismo potássico (formação de biotita) com local remobilização de sulfetos. A Orogênese Brasileira foi responsável por nova deformação, desta vez não-coaxial, atuar sobre os corpos anfibolíticos, resultando em estiramento e estreitamento das zonas mineralizadas. Considerando a importância dos zircões brasileiros e falta de paragêneses substitutivas (progressivas ou regressivas), estima-se que a deformação

neoproterozoica acompanhou metamorfismo de fácies anfíbolito. Nenhuma evidência indica que, diferente dos depósitos do DVC e SLJE, os depósitos de Riacho Seco foram metamorfizados à fácies granulito.

Canedo (2016) sugere para os depósitos de Serrote da Laje e Caboclo, em Arapiraca (Alagoas) uma gênese que inclui processos de cristalização fracionada com oxidação do magma parental, resultando em altas razões Cu/Fe e baixos teores de Ni. O autor reconhece a presença de mineralização hidrotermal com remobilização de Cu-Au e valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$ (7,5 a 13,0 ‰), porém com pouca representatividade espacial. A partir de idades de 1,99 Ga e deformação brasileira (ca. 600 Ma), Canedo (op. cit.) relaciona a intrusão de Serrote da Laje ao magmatismo do Vale do Curaçá.

As diferenças entre as alterações observadas no DVC e no depósito de SLJE são expostas ao longo do Capítulo VIII – Reações Metassomáticas e as Mineralizações do Depósito de Cu-Au-Fe-V de Serrote da Laje, Arapiraca, Alagoas. A concentração de magnetita (ricos em V) está primariamente associada a processos ortomagmáticos (segregação e acumulação de cristais, não sendo observada a presença de óxidos de ferro em fraturas, veios ou brechas hidrotermais. Embora documentada, a alteração à biotita, não desempenha papel importante na reconcentração de sulfetos de Cu (com Au), como ocorre nos depósitos do DVC. A alteração à hornblenda, por sua vez, pode ser relacionada a sulfetos hidrotermais assim como, secundariamente, estão ligados a veios de quartzo.

No que tange a relação entre a tectônica e metalogênese, ainda são destacáveis claras distinções entre os depósitos de cobre de Serrote da Laje e os do Vale do Curaçá. Deve-se salientar que o magmatismo ultramáfico mineralizado em cobre do DVC tem seu registro ao final do Neoarqueano (2,58 Ga; OLIVEIRA et al., 2004b), enquanto o magmatismo paleoproterozoico datado na presente tese (piroxenito Baraúnas) exhibe restritas disseminações de sulfetos de cobre.

Considerando as particularidades entre o magmatismo de Serrote da Laje, os corpos mineralizados em cobre do Vale do Curaçá e o piroxenito Baraúnas, o presente estudo propõe que não existem correlações metalogenéticas, além da espacial, entre esses episódios de magmatismo máfico-ultramáfico, como proposto por Canedo (2016). Deve-se salientar que, restrita quando comparada ao DVC, alteração caracterizada do depósito de SLJE está associada a metamorfismo granulítico-anfibolítico brasileiro. As mineralizações do Vale do Curaçá, em contraste, estão associadas a um sistema de fluidos nas fácies anfíbolito-xisto verde alto a xisto verde baixo, desenvolvido pós-pico do metamorfismo granulítico da orogênese orosiriana-riaciana (GARCIA, 2013, presente tese).

IX.4 NOVO LIMITE PARA A PCNEBA

A definição de uma Província Metalogenética deve considerar quais, e por quanto tempo atuaram, processos metalogenéticos em uma determinada área, de modo a resultar em concentrações minerais geneticamente associadas (MISI & TEIXEIRA, 2008; LAZNICKA, 2010). A delimitação da província metalogenética do cobre no nordeste da Bahia, proposta por Misi & Teixeira (2008), englobou todas as ocorrências desta região do estado, conforme exposto no Capítulo III. A presença de unidades litoestratigráficas formadas em ambientes e eras geológicas distintas indicou a possibilidade de uma revisão nos limites desta província.

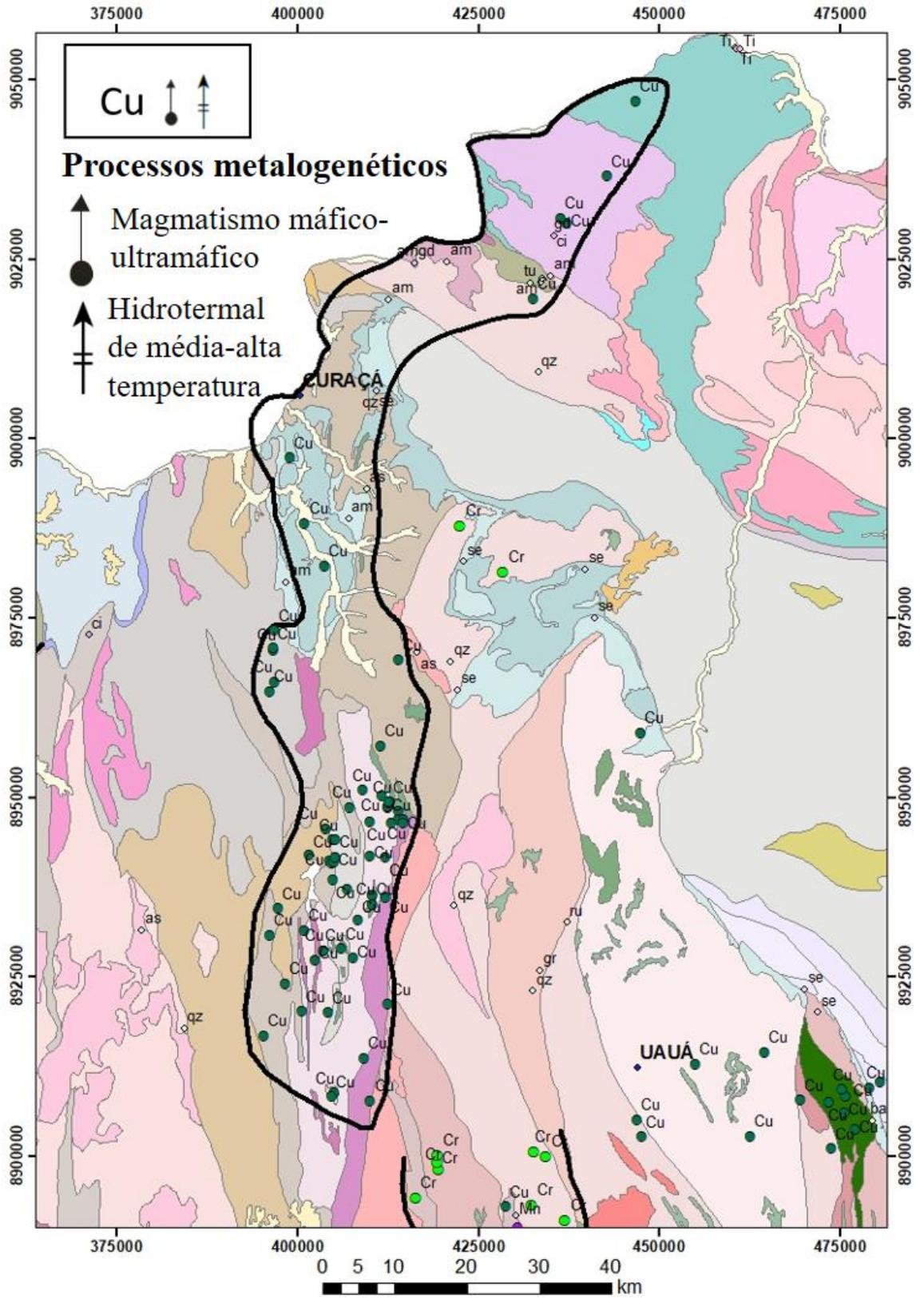
Portanto, como parte integrante da segunda fase do Projeto MMBA, o presente estudo propõe uma nova delimitação para a PCNEBA, onde são considerados apenas os distritos cupríferos do Vale do Curaçá e da região de Riacho Seco (Figura 96). Apesar de localizados em entidades tectônicas distintas – OISC e Província Borborema, respectivamente, as concentrações de calcopirita e bornita foram formadas por processos similares que atuaram, em diferentes intensidades entre o Neoarqueano e o Neoproterozoico, com o ciclo Brasileiro. Dessa forma, a redefinição da província considera apenas estas concentrações cupríferas, formadas pela sobreposição de processos ortomagmáticos e hidrotermais de média-alta temperatura, com história tectônica-metalogenética contada entre 2,6 e 0,6 Ga.

IX.5 IMPLICAÇÕES PARA A METALOGÊNESE DO COBRE

A presente pesquisa traz importantes conclusões para a compreensão dos processos metalogenéticos responsáveis por concentrar o cobre em rochas máfico-ultramáficas hospedadas em terrenos de alto grau.

Depósitos de Cu-(Au), deficientes em Ni, são conhecidos apenas no Brasil (DVC e SLJE) e na África do Sul (O'okiep), estes últimos ao menos 1,0 Ga mais novos que seus correspondentes brasileiros. Os depósitos do DVC e DRS são considerados de médio e pequeno porte, respectivamente. Recentemente, a busca por pequenos depósitos de cobre foi reacendida com a possibilidade de inserção de pequenos contratos para a negociação dos metais nas bolsas de valores (HERNANDEZ et al., 2016). Dessa forma, é encorajada a busca por depósitos cupríferos de pequeno e médio porte, similar aos de Riacho Seco e Vale do Curaçá, em cinturões metamórficos de alto grau de outras localidades do mundo.

Figura 96: Novo contorno da PCNEBA, no contexto do Mapa Metalogênico do Estado da Bahia de 2017.



Fonte: autor.

A colocação de intrusões máfico-ultramáficas mineralizadas em metais diversos (Cu, Ni, EGP, Fe-Ti-V) associadas a períodos pós-pico orogênicos é salientada por Maier & Groves (2011). Tal relação é diretamente observada, se consideradas as mineralizações do Vale do Curaçá e Riacho Seco (2,6 Ga) e de Serrote da Laje (1,9 Ga). Os três depósitos têm, em comum, a importância tectônica-metalogenética do ciclo orogênico paleoproterozoico, sugerindo uma época metalogenética de maior favorabilidade para depósitos similares.

Com maior ou menor importância, é evidente o papel dos fluidos hidrotermais na reconcentração e, por vezes, aumento do volume do minério (como no Vale do Curaçá). De modo geral, alteração cálcica (com formação de hornblenda) e potássica (com formação de biotita/flogopita) é um importante guia prospectivo para mineralizações hidrotermais neste ambiente metalogenético.

No Vale do Curaçá a relação com a magnetita hidrotermal deve ser salientada como outro importante indício de mineralizações, situação não observada em SLJE. O depósito alagoano traz alteração a anfibólio e veios de quartzo como principais agentes de reconcentração hidrotermal que, entretanto, não predispõe o estabelecimento de um modelo prospectivo próprio.

A ausência de deformação pós-alteração hidrotermal, única no Vale do Curaçá, pode ser relacionada à melhor preservação deste estilo de mineralização cuprífera. A presença de alteração à microclina nas rochas encaixantes dos litotipos máfico-ultramáficos, observada em escala regional constitui um vetor para de alteração hidrotermal potencial mineralizadas.

Pode-se generalizar que a prospecção de Cu em cinturões metamórficos de alto grau passa pelo reconhecimento de litotipos máfico-ultramáficos colocados em períodos pós-colisionais. A relação com as estruturas pré- e pós-magmatismo deve ser bem compreendida, assim como registrados os indícios de alteração hidrotermal potássica (por vezes regionalmente registrada), cálcica e veios de quartzo.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as relevações 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.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Rev. Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p.349-364, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 1–29, 1981.
- AMCOFF & FIGUEIREDO. Mechanisms of retrograde changes in oxide minerals from the Proterozoic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 25, p. 313-322. 1990
- AMORIM, J.L. 1995. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Arapiraca, Folha SC.24-X-D-V**. Estado de Alagoas. Escala 1:100. 000, Brasília, CPRM.
- ANDRITZKY, G. & SCHMITZ, H. H. **Prospecção do cobre no Norte da Bahia**. Recife: SUDENE/Missão Geológica Alemã no Brasil, 1970. 6v.
- ANDRITZKY, G. Baugeschichte des pra-Bambui-kristallis im Gebiet Caratacá-Bendengó district Uauá, Nord-Bahia (Brasilien). **Geol. Rundsh**, v. 60 p. 1051-1061. 1971.
- ANGELIM, L.A.A. Capítulo 3. Geologia / Estratigrafia In: ANGELIM, L.A.A & KOSIN, M. (Org.). **PLGB – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju-NW. Folha SC-24-V**. Texto Explicativo. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001a. p. 13-56.
- ANGELIM, L.A.A. Capítulo 5. Recursos Minerias e Metalogenia In: ANGELIM, L.A.A & KOSIN, M. (Org.). **PLGB – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju-NW. Folha SC-24-V**. Texto Explicativo. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001b. p. 69-82.
- ANGELIM, L.A.A. & KOSIN, M. Mapa Geológico da Folha Aracaju NW. **PLGB – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju-NW. Folha SC-24-V**. Texto Explicativo. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001. Mapa impresso em cores e em meio digital.
- ARCANJO, J. B. A. et al. (Org.). **Projeto Vale do Paramirim: Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2000. 105 p. il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Convênio CBPM/CPRM. Escala 1:200.000. Relatório Interno.
- ARNOLD, R. G. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743°C. **Economic Geology**, Littleton (Colorado), v. 57, p. 72-90, 1962.

AROUCA, R. M. 2013. **Caracterização petrográfica e litogeoquímica das mineralizações de sulfetos e rochas encaixantes do complexo Rio Salitre, Juazeiro Bahia**. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 103 p.

AROUCA, R. M. et al. Aspectos Petrográficos e Litogeoquímicos das Rochas Mineralizadas em Sulfetos do Complexo Rio Salitre, Juazeiro – Bahia. **Revista UFC**, Ceará, v. 29, n. 2, 2016.

BABINSKI M., BRITO-NEVES B.B., MACHADO N., NOCE C.M., ULHEIN A. & VAN SCHUMUS W.R. 1994. Problemas na metodologia U/Pb em zircões de vulcânicas continentais: o caso do Grupo Rio dos Remédios, Supergrupo Espinhaço, no estado da Bahia. In: SBG, Cong. Bras. de Geol., **Boletim de Resumos Expandidos**, 1994, 2, p. 409-410

BAKER, T. Eloise Cu-Au deposit, East Mount Isa block: Structural environment and structural controls on ore. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 45, p. 429–444, 1998.

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.

BARBOSA, J. S. F.; CRUZ, S. C. P.; SOUZA, J. S. Terrenos metamórficos do embasamento. In: BARBOSA, J. S. F. et al., (coord.) **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização**. Salvador: CBPM, Série publicações especiais, n. 13, v. 1, 2012, p. 101-201.

BARBOSA, O. **Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1970. 97 p. (Boletim, 140).

BARBUENA, D., 2017. **Geoquímica e geocronologia das rochas supracrustais do greenstone belt de Mundo Novo, Bahia**: evidências de uma bacia de back-arc na transição entre o Mesoarqueano e o Neoarqueano. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 196 p.

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.

BELLO, R.M.S. 1986. **Jazida de cobre de Surubim, Vale do Curaçá, BA: mineralogia, petrografia e petrogênese**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 405 p.

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.

BORGES, J. O. 2012. **Geologia e Evolução Metalogenética do Minério de Manganês da Mina Lagoa D'anta, Subdistrito Ferro-manganesífero de Caetité-Licínio de Almeida, Bahia**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 216 p.

BRITO & NEVES et al. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7 p. 102-114, 1977.

BRITO-NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeast Brazil In: International Geological Congress, 31st, 2000, Rio de Janeiro, **Proceedings**, p. 151–182, 2000.

BRITO, R. S. C. et al. Projeto Rio Salitre III – 3a Etapa. Salvador, CBPM. Conv. SME/CPM, 1985.

BRITO, R. S. C. et al. U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd dating for the southern alagoas zone-sergipano belt- basis for the brazil-cameroon neoproterozoic correlation. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ISOTOPE GEOLOGY, 6, San Carlos de Bariloche, 2008. **Anais impressos**.

CANEDO, G. F., 2016. **Os depósitos Serrote da Laje e Caboclo (Cu-Au), Nordeste do Brasil: sulfetos magmáticos hospedados em rochas ricas em magnetita e ilmenita associadas a intrusões máficas-ultramáficas**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociência, Universidade de Brasília, Brasília, 75 p.

CARVALHO, W. Cobre de Cachoeira. **Jornal A Tarde**, Salvador, Bahia, 15 de novembro, 1998.

CHAVES, D. 2017. **O fim da Renca: retrocesso e desordem na Amazônia**. Tijolaço: “a política sem polêmica é a arma das elites”. Disponível em: <<http://www.tijolaco.com.br/blog/o-fim-da-renca-retrocesso-e-desordem-na-amazonia-por-daniel-chaves/>> acessado em 24 de agosto de 2017.

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.

COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL (CBPM). 2011. IGBA – Informações Geológicas e de Recursos Minerais do Estado da Bahia. Disponível em: <<http://www.cbpm.com.br/igba/>> acessado em: 22/03/2014.

CONCEIÇÃO et al. The Itiúba alkaline syenite massif, Bahia State (Brazil): mineralogical, geochemical and petrological constraints—relation to the genesis of rapakivi magmatism. **Precambrian Research**, (Amsterdam) v. 51, p. 283–314, 1991.

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.

COSTA, P. H. O et al. **Projeto Riacho Seco 1ª Etapa (Relatório Interno)**. Salvador: CBPM, 1980. 112 p.

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.

CUNEY et al. The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina- Contendas Mirante Belt (Bahia) Brazil: Major and trace-element geochemistry and metallogenic potential. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 44 p. 123 – 141, 1990.

CUNHA, J. C.; FRÓES, R. J. B. **Komatiitos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas**. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), 1994. Série Arquivos Abertos, 7 v.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Bases digitais – Mapa geológico da Folha SC-23. 1 ed: CPRM. 2004. 1 CD ROM.

CRAIG, H. Isotopic variations in meteoric waters. **Science**, v. 133, p. 1702-1703, 1961.

CRUZ, S.C.P et al. **Geologia e arcabouço estrutural do complexo Lagoa Real, vale do Paramirim, Centro-Oeste da Bahia**. Revista Brasileira de Geociências, 37(4 - suplemento): 128-146, 2007.

CRUZ, S.C.P. et al. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: UePb geochronology, geochemistry and tectonic implications. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 69, p. 43-79, 2016

CUNHA, J. C. et al. Greenstone Belts e sequências similares. In: BARBOSA, J. S. F. et al., (coord.) **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização**. Salvador: CBPM, Série publicações especiais, n. 13, v. 1, 2012, p. 203- 326.

DANDERFER FILHO A. 2000. **Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, 497 p.

DANTAS, E. L.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Looking for the oldest rocks of South America: paleoarchean orthogneiss of the Sobradinho Block, northernmost foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. **Anais impressos**. Brasília: [s.n.], 2010.

DAUPHAS, N. & ROUXEL, O. Mass spectrometry and natural variations of iron isotopes. **Mass Spectrometry Reviews**, v. 25, p. 515–550, 2006.

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 Caraíba: 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., GAÁL E.G. Implication of the Caraíba deposit's structural controls on the emplacement of the Cu-bearing hypersthénites 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.; 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. 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.; 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.
- 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.
- DEER, W.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock forming minerals. 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.
- DELGADO, I. M. et al. **Cobre no Vale do Rio Curaçá, Estado da Bahia.** Série Geologia, n. 20, Seção Geologia Econômica, n.3, Brasília: DNPM, 1981.
- DONATTI FILHO, J. P. et al. Age and origin of the Neoproterozoic Brauna kimberlites: Melt generation within the metasomatized base of the São Francisco craton, Brazil. **Chemical Geology**. v. 353 p. 19-35, 2012.
- 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.
- EINAUDI, M. T. Description of skarns associated with porphyry copper plutons, *in*: **SR Titley**, ed, *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits.* Univ of Arizona Press, Tucson, p. 139–183, 1982.
- 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.

ENGELBRECHT, C. J. et al. The West Wits Line, *in*: CR Anhaeusser and S Maske, eds, p. 599–648, 1986.

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.

ESPOURTEILLE, F.; FLEISCHER, R. A mina de Boquira. In: INDA, H. A. V.: DUARTE, F. B. **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos**. Salvador: SME, 1980, v. 3, p. 104-125.

FIGUEIREDO, B. S.. **Mapeamento Geológico e Análise Estrutural da Sequência Metavulcanossedimentar Urandi, Bahia**. 2009. 124 p. Trabalho Final de Graduação em Geologia – UFBA, Salvador, Bahia.

FOO, B. et al. **Technical Report on the Feasibility Study for the Serrote da Laje Project, Alagoas State, Brazil**. NI 43-101 Aura Minerals Inc. Micon International Limited, 2012, 314 p.

FOSTER, M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. **United States Geological Survey Professional Paper**, v. 354, p. 11–49, 1960.

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.

GARCIA, P. M. P. 2011. **Análise Comparativa de Dados Geológicos, Litogeoquímicos e Geofísicos das Formações Ferríferas do Complexo Boquira e Supergrupo Espinhaço na Região de Boquira, Ba**. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 165 p.

GARCIA, P.M.P. 2013. **Metalogênese dos depósitos cupríferos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana, Vale do Curaçá, Bahia, Brasil**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 225 p.

GARCIA, P.M.P. et al. Integration of Regional Aeromagnetic and Metallogenetic Data of Northeastern Bahia: Structural and Geotectonic Implications. In: SNET, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 16, Salvador, 2017. **Anais eletrônicos (online)**, Salvador: SBG, 2017.

GARLICK, G. D. The stable isotopes of oxygen. In: Wedepohl, K. H (ed) Handbook of geochemistry, 8B. Springe, Berlin Heidelberg New York, 1969

GAVA, A. et al. **Geologia** In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAM BRASIL. Folha SC-24/25-ARACAJU/RECIFE: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1983. 826 p. 7 mapas (Levantamentos Recursos Naturais, 30, p.27-376.

GONZÁLEZ-MENÉNDEZ, L. et al. Tectonic setting of the western Argentine Precordillera during the Early Palaeozoic: Inferences from mafic volcanics, subvolcanics and associated rocks. In: VIII CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA: Simposio: Geología de la Cordillera de los Andes y su antepaís, 13, 2012, Espanha. **Anais impressos e em meio digital (CD-ROM)**. Espanha: CGE, 2012. p. 1879-1882.

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.

GUIMARÃES, J. T. et al. (Org.). **Projeto Ibitiara – Rio de Contas**: Estado da Bahia. Salvador: CPRM, 2005. 157 p. il. + 3 mapas anexos. Escala 1:200.000.

GUIMARÃES, J. T. Proposta de revisão estratigráfica e correlação do Supergrupo Espinhaço nas regiões da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional – Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44.,2008, Curitiba. **Anais impressos e em meio digital (CD-ROM)**. Curitiba: SBG,2008. p. 102.

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

HERNANDEZ, S. et al. **The World Copper Factbook 2016**. 3 ed. Lisboa: ICSG – International Copper Study Group, 2016.

HITZMAN, M. W & VALENTA, R. K. Uranium in Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) Systems. **Economic Geology**, v. 100, p. 1657-1661, 2005.

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.

HOEFS, J. **Stable Isotope Geochemistry**. Ed. 5^a. Springer: Verlag Berlin Heidelberg New York, 2004.

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.

HORBACH, R. & MARIMON, M. P. C. O Deposito de Cobre do Serrote da Laje, em Arapiraca, Alagoas. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belem, 1988, SBG, **Anais**, v. 1, p. 01- 15.

HUHN, S. R. B. et al. Geology of the Riacho do Pontal iron oxide copper-gold (IOCG) prospect, Bahia, Brazil: hydrothermal alteration approached via hierarchical cluster analysis. **Brazilian Journal of Geology**, v.44, p. 309-324, 2014.

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.

HUTTNER, M. 2017. **Geocronologia U-Pb por badeleíta no gabro espanta gado, nordeste da Bahia, Brasil**. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 113 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 2006. Bases cartográficas. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>> acessado em 30 de junho de 2010.

JANOUSĚK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47(6) p.1255-1259, 2006.

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.

JULIANI, C.; MONTEIRO, L. V. S.; FERNANDES, C. M. D. Potencial Mineral: Cobre. In: MELFI, A. J. et al. (Org.). **Recursos Minerais no Brasil: problemas e desafios**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 2016. p. 134-155.

KNUTSON, J. et al. Petrogenesis of copper-bearing breccia pipes, Redbank, Northern 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-magnetite deposits. **Mineralium Deposita**, v. 40, p.451-472, nov. 2005.

LACERDA, C.M.M. 1995. **Contribuição à gênese da mineralização de cobre de Caraíba, Bahia: relações estruturais e paragenéticas**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 132 p.

- LAMBERT, I. B.; SATO, T. The Kuroko and Associated Ore Deposits of Japan: A Review of Their Features and Metallogensis. **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.
- LEAKE, B. E.; GARDA, G. M.; ATENCIO, D. Nomenclatura de anfibólios. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 3, p. 285-297, 1991.
- LEAKE, B. E. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names, **The Canadian Mineralogist**, v. 35, p. 219-246, 1997.
- LEAL, A. S. **Inventário hidrogeológico do Nordeste, folha nº 19, Aracaju-NO**. Recife: SUDENE, 1970. 242 p.
- LEAL, L. R. B. 1992. **Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e vale do Rio Curaçá, Bahia**. São Paulo. Dissertação de (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.
- LEAL, et al. Archaean Tonalitic-Trondhjemitic and Granitic Plutonism in the Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geochemical and Geochronological Characteristics. **Revista Brasileira de Geociências**, 1998 28(2):209-220.
- LEITE, C. M. 2002. **Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas Regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia Crustal e Tectônica**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 412 p.
- LEITE, C. M. M; MARINHO, M. M. Serra de Jacobina e Contendas-Mirante. In: BARBOSA, J. S. F. et al., (coord.) **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização**. Salvador: CBPM, Série publicações especiais, n. 13, v. 1, 2012, p. 397-438.
- 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 Intrusion, 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.
- LIMA T.M.; NEVES C.A.R. (Coords). **Sumário Mineral 2014**. Vol. 34. DNPM/MME, Brasília, 2014.

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.

London Metal Exchange (LME). **Cooper historical price graph**. Disponível em: <<https://www.lme.com/en-GB/Metals/Non-ferrous#tabIndex=2>>, acessado em 24 de julho de 2017.

LORD, R. A. et al. Chromite Geochemistry and PGE Fractionation in the Campo Formoso Complex and Ipueira-Medrado Sill, Bahia State, Brazil. **Economic Geology**. v. 99, n. 2, p. 339-364. 2004.

LOUREIRO, H. S. C. et al. Geologia e Recursos Minerais da Parte Norte do Corredor de Deformação do Paramirim: Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos. Salvador: CBPM/CPRM, 2009. **Série Arquivos Abertos**, v. 33, 122 p.

LOUREIRO, H. S. C. et al. Complexo Barreiro, uma evidência riaciana na região do médio Vale rio São Francisco, extremo norte da Bahia In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – Conferência, 47, Salvador, 2014. **Anais impressos**, p. 1442.

LOUREIRO, H. S. C. et al. **Projeto Médio São Francisco**. Salvador: CPRM (*no prelo*). Mapa e relatório.

MASCARENHAS, J. F. Estrutura do tipo greenstone belt no leste da Bahia In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA - Conferência, 29, Ouro Preto, 1976. **Anais impressos**, p. 25-53.

MACEDO M. H. & BONHOMME, M. G. Contribuição a cronoestratigrafia das Formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, p.153-163, 1984.

MACNAMARA, J. & THODE, H. G. Comparison of the isotopic constitution of terrestrial and meteoritic sulphur. **Phys Rev.**, v. 78, p. 307, 1950.

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.

MAIER, W. D. et al. Petrogenesis of cu-ni sulphide ores from O’okiep and Kliprand, Namaqualand, South Africa: constraints from chalcophile metal contents. **South African Journal of Geology**, v. 115, p. 499-514, 2012.

MANDETTA, P. 1986. **Aspectos geológicos e petrogenéticos das associações máfico-ultramáficas da região de Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 102 p.

MARINHO, M. M. et al. **Geologia e potencialidade mineral da borda nordeste da Faixa Contendas-Mirante e do Sill do Rio Jacaré, Bahia**. Salvador: CBPM, 1994. Série Arquivos Abertos, v. 6.

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.

- MARTINS, A. A. M. et al. Capítulo 2. Geologia do Estado de Sergipe. Subitem 2.1 Faixa de Dobramentos Sergipana In: SANTOS, R. A. (Org.). **Mapa geológico do Estado de Sergipe**. Texto Explicativo. Escala 1:200.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001. p. 13-35.
- MASCARENHAS, J. F. Estrutura do tipo greenstone belt no leste da Bahia In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA - Conferência, 29, Ouro Preto, 1976. **Anais impressos**, p. 25-53.
- MASCARENHAS, J. F. & GARCIA, T. W. Mapa geocronológico do Estado da Bahia. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Salvador: SME/ Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1989. 186p.
- MASCARENHAS, J. F. et al. Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo.1998. **Série Arquivos Abertos**, nº13, CBPM. 58 p.
- MASON, B. M. **Princípios de Geoquímica**. Tradução de Rui Ribeiro Franco. 1 ed. São Paulo: Editora Polígono, 1971. 382 p.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. Composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, p. 223-253.
- MEINERT, L. D. Igneous petrogenesis and skarn deposits. **Geol Assoc Canada**, Spec Paper v. 40, p. 569-584, 1993.
- MELO, A. O bloco de cobre nativo na independência brasileira. **Público**, Lisboa, Portugal, 17 de junho de 2000. Disponível em: < <http://www.publico.pt/sociedade/jornal/o-bloco-de-cobre-nativo-na-independencia-brasileira-145334> > Acesso em: 15 de abril de 2014.
- MELO, R. C. & SANTOS, R. A. Capítulo 2. Geologia do Estado de Sergipe. Subitem 2.1 Embasamento gnáissico In: SANTOS, R. A. (Org.). **Mapa geológico do Estado de Sergipe**. Texto Explicativo. Escala 1:200.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001. p. 8-13.
- MELO, R. C.; LOUREIRO, H. S. C.; PEREIRA, L. H. M. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Serrinha. Folha SC-24-Y-D**. Texto Explicativo. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995.
- MENDES, V. A. et al. Programa Geologia do Brasil - PGB. **Arapiraca. Folha SC.24-X-D**. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2009. Escala - 1:250.000.
- MENEZES LEAL, A. B. et al. Característica geoquímicas dos granitóides transamazônicos no Bloco Gavião, Cráton São Francisco, Bahia, Brasil. **Geochimica Brasiliensis**, São Paulo, v. 19, n. 1, p. 08-21, 2005.
- MISI, A. & VEIZER, J. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Carbonate Sequences of The Una Group, Irecê Basin, Brazil. In: SBG/NBA-SE, Cong. Bras. Geol., 39,1996. **Anais**, p. 487-489.
- MISI, A. et al. Chemostratigraphic Correlation of Neoproterozoic Successions in South America. **Chemical Geology**, Amsterdam, v.237, p.143-167. 2007.

MISI, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (Coord.). **Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia**. 2 ed. Salvador: CBPM/SICM. 2008. 1 CD-ROM.

MISI, A.; TEIXEIRA, J. B. G.; SÁ, J. H. S. (Coord.). **Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia e Principais Províncias Minerais**. 3 ed. Salvador: CBPM/SICM, Série Publicações Especiais. 2012. 1 CD-ROM.

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.

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.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 757-775, 1974.

NIIRANEN, T. **Iron Oxide-Copper-Gold Deposits in Finland**: case studies from Peräpohja

NOBREZA, W. B. S. 2014. **Aspectos geometalogenéticos do minério de cobre oxidado em corpos máficos-ultramáficos no complexo de Riacho Seco – Terreno Pernambuco-Alagoas, Região de Curaçá-BA**. Trabalho Final de Graduação em Geologia, Instituto de Ciências Ambientais e Desenvolvimento Sustentável, Universidade Federal do Oeste da Bahia, Barreiras, 77 p.

OBERTHUR, T. et al. Gold mineralization in the Ashanti belt of Ghana: Genetic constraints of the stable isotope geochemistry. **Econ Geol**, v 91, p. 289–30, 1996

OHMOTO, H. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In *Reviews in Mineralogy*, (Virginia) v. 16, p. 491-559, 1986.

OLIVEIRA, E.P. & TARNEY, J. Genesis of the copper-rich Caraiba norite-hypersthene complex, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 30. p. 351-373. 1995.

OLIVEIRA, E. P.; LAFON, J. M.; SOUZA, Z. S. A. Paleoproterozoic age for the Rio Capim volcano-plutonic sequence, Bahia, Brazil: whole-rock Pb-Pb, Pb-evaporation and U-Pb constraints. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998. **Anais impressos**, p. 14.

OLIVEIRA E.P. et al. Evolução do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da Acreção de Arcos, Colisão Continental e Escape de Terrenos. **Geol. USP Sér. Cient.**, São Paulo., v. 4., n,1, p. 41-53. abr, 2004a.

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, 2004b.

OLIVEIRA, E. P.; McNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R. Mesoarchean to Paleoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna Salvador Curaçá orogeny, São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of London, Special Publications**, Londres, v. 338, p. 263-286, 2010a.

OLIVEIRA, E. P. et al. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Research**, v. 181, p. 64–84, 2010.

OLIVEIRA, E. P. et al. U-Pb ages and geochemistry of mafic dyke swarms from the Uauá Block, São Francisco Craton, Brazil: LIPs remnants relevant for Late Archaean break-up of supercraton. **Lithos**, v. 174, p. 308-322, 2013.

OLIVEIRA, L. O. 2016. **Fosforitos da Região de Juazeiro, Bahia: Paleoambientes, Geocronologia, Controles da Mineralização e Correlações Estratigráficas**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 195 p.

ORESQUES, N. & HITZMAN, M. W. A model for the origin of Olympic Dam-type deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada, Special Paper v. 40, p. 615–633, 1993.

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.

PAIXÃO, M. A. P.; LAFON, J. M.; OLIVEIRA, E. P. Geocronologia Pb-Pb do Complexo Anortosítico-Leucogabroico de Lagoa da Vaca e rochas associadas, Complexo Uauá, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5. 1995, Niterói; CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 3, 1995, Niterói. **Anais**. Niterói: UFF/SBGq, 1995.

PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) **Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks**. John Wiley & Sons, Chichester, p. 525-548, 1982.

PEARCE, J. A. et al. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956–983, 1984.

PEARCE, J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. **Lithos**, v. 100, p. 14–48, 2008.

PEARCE, J. A. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. **Mineralogical Society of America**, v. 13, p. 75-150, 2014.

PENNA, P. C. V. et al. **Informações e Análises da Economia Mineral Brasileira**. 6 ed. Brasília: IBRAM – Instituto Brasileiro de Mineração, 2011.

PINHO, I. C. A. et al. Programa Geologia do Brasil - PGB. **Uauá. Folha SC.24-D-VI**. Estados da Bahia. Mapa Geológico. Salvador: CPRM, 2015. Escala - 1:100.000.

POLYAKOV, V. B. & SOULTANOV, D. M. New data on equilibrium iron isotope fractionation among sulfides: Constraints on mechanisms of sulfide formation in

hydrothermal and igneous systems. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, (Soultanov) v. 75 p. 1957–1974, 2011.

RAO, K. K. Geothermometric measurements of sulfide minerals, Mosabhorni Copper Mine, Singbhum District, Bihar. **Economic Geology**, v. 59, p. 136-141, 1964.

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.

RIBEIRO, A. de F. & SILVA, M. da G. O terreno Granito-Greenstone do Rio Salitre (GBRS), Bloco do Sobradinho, Cráton do São Francisco, Bahia e Mineralizações Associadas. In: CONG. BRAS. DE GEOLOGIA 39º, Salvador, 1996. **Anais Salvador, SBG**, 1, p. 3-5.

RIOS, D. C.; DAVIS, D. W.; CONCEIÇÃO, H.; DAVIS, W. J.; ROSA, M. L. S.; DICKIN, A. P. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite-greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U-Pb single zircon geochronology. **Precambrian Research**, v. 170, p. 175-201, 2009.

RIOS, D.C. et al. Proveniência de zircão do kimberlito Nélio, Núcleo Serrinha, Bahia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 24., 2011, Aracaju. **Anais impressos e meio digital (CD-ROM)**. Aracaju: J. Andrade, 2011. p. 357.

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.

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.

ROCHA, W. J. S. F. & MISI, A. Mineralizações de sulfetos do tipo sedimentar-exalativo na Formação Caboclo (Prot. Médio) – BA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo:SBG, 1992. 2v., il., v.1, p.248-250.1992

ROEDER, P. L. et al. Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. **American Mineralogist**, v. 72, p. 801-811, 1987.

RODRIGUES, D. M., 2013. **Distribuição e concentração de ouro nas litologias da porção sul do Greenstone Belt do Rio Itapicuru – Bahia**. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 112 p.

ROUXEL, O. et al. Subsurface Processes at the Lucky Strike Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge: Evidence from Sulfur, Selenium and Iron Isotopes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v , 2003.

SÁ FILHO, R.J. 1999. **Mineralizações de sulfetos de cobre na Serra de Itiúba-Bahia**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 108 p.

SABATÉ, P. et al. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil) Geologic and isotopic constraints on the sources. **Chemical Geology**, v. 83, p. 325-338, 1990.

SAMPAIO, A. R., (org.) et Al. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB**. Jacobina – Folha SC.24-Y-C, Estado da Bahia. Escala 1:250. Brasília : CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001.

SANTANA, W. R.R. et al. **Projeto Riacho Seco – Fase I – 2ª Etapa (Relatório Interno)**. Salvador: CBPM, 1981. 215 p.

SANTANA, W. R.R. et al. **Projeto Riacho Seco II – 2ª Etapa (Relatório Interno)**. Salvador: CBPM, 1983. 320 p.

SANTOS, C. C. & REIS, C. Subitem 3.1. Embasamento da Bacia do Tucano Central In: SANTOS; C. C.; REIS, C.; PEDREIRA, A. J. (Org.). **PLGB – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Bacia do Tucano Central: Estados da Bahia e Sergipe. Folhas Ribeira do Pombal (SC.24-Z-A-I) e Cícero Dantas (SC.24-Z-A-V)**. Texto Explicativo. Escala 1:100.000. Salvador: CPRM, 2010. p. 19.

SANTOS, E. J. Capítulo 2. Contexto Geológico Regional In: ANGELIM, L.A.A & KOSIN, M. (Org.). **PLGB – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju-NW. Folha SC-24-V**. Texto Explicativo. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001. p. 5-11.

SATO, K., SIGA JR., O., SILVA, J.A., MCREATH, I., LIU, D., IIZUKA, T., RINO, S., HIRATA, T., SPROESSER, W.M., BASEI, M.A.S. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. **Geologia USP**, Série Científica. 9 (3), 2009, 61–69.

SATO, K., BASEI, M.A.S., SIGA JR, O., ONOI, A.T. In situ U–Th–Pb isotopic analyses by excimer laser ablation/ICP-MS on Brazilian megacrystal xenotime: first results on U–Pb isotopes at CPGeo-IGc-USP. In: VII SSAGI – South American Symposium on Isotope Geology, Brasília, 2010. **Online abstracts**, pp. 349–352, 2010.

SATO, K., TASSINARI, C.C.G., BASEI, M.A.S., SIGA JÚNIOR, O., ONOE, A.T., DE SOUZA, M. D. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. **Geologia USP**, Série Científica 14, 2014, p. 3-18.

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.

SCHERMERHORN, L. J. G. Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberian Meseta. **Leidse geologische mededelingen**, Deel 52, Aflevering 1, p. 23-56, 1981.

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.

SCHRANK, A. & SILVA, M. G. Greenstone belts do Cráton do São Francisco In: DOMINGUEZ, J. M. & MISI, A. (Ed.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 85-118.

SCHOBENHAUS C. 1993. **O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região centro-leste: Uma revisão**. Tese de Doutorado, Freiburger Geowiss. Beitr, 166 p.

SCHOBENHAUS C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. **Revista Brasileira de Geociências**. 4:265-276.

SENA, F. O. **Processamento de Dados Magnéticos e Radiométricos da Folha Pinhões, Bahia – Relatório Geofísico 10**. In. MISI, A.; SÁ, J. H. S. Projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia II – Banco de dados e Análise Metalogenética Previsional de duas províncias no nordeste do estado da Bahia. Salvador: CBPM, 2016a. Relatório digital e mapas em anexo. 25 p.

SENA, F. O. **Processamento de Dados Magnéticos e Radiométricos da Folha Barro Vermelho, Bahia – Relatório Geofísico 11**. In. MISI, A.; SÁ, J. H. S. Projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia II – Banco de dados e Análise Metalogenética Previsional de duas províncias no nordeste do estado da Bahia. Salvador: CBPM, 2016b. Relatório digital e mapas em anexo. 25 p.

SHAND, S. J. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons, 1943.

SHERVAIS, J. W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 59, p. 101–118, 1982.

SHEPPARD, S. M. F. Characterization and isotopic variations in natural waters. **Reviews in Mineralogy** (Virginia), v. 16, p. 163-183, 1986.

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, M. G. O greenstonebelt do rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, p. 157-166, 1992.

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, M. G., & CUNHA, J. C. 1999. Greenstone belts and equivalent volcano-sedimentary sequences of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil - Geology and Mineral Potential. In: SILVA, M. G. & MISI, A. (ed). **Base Metal Deposits of Brasil**, SBG, Salvador, p. 92-99.

SILVA, M. G. et al. Mineralizações auríferas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, com ênfase no depósito de Fazenda Brasileiro. In: JOST, Hardy et al. (Coord.).

Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros. Brasília: ADIMB; DNPM, 2001. p. 143-212.

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.

SILVA-FILHO, M. A. et al. O Complexo Jaramataia no Contexto do Sistema Sergipano. **Revista de Geologia**, v. 16, p. 99-110, 2003.

SILVA FILHO, M.A., ACCIOLY, A.C.A., TORRES, H.H.F., ARAUJO, R.V. O Complexo Jaramataia no Contexto do Sistema Sergipano. **Revista de Geologia (UFC)**, v. 16, p. 99-110, 2003.

SILVEIRA, E. M. et al. First precise U–Pb baddeleyite ages of 1500 Ma mafic dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and tectonic implications. **Lithos**, 2013

SIMPSON, R. G. **Mineral Resource Update – Serrote da Laje Copper-Gold Deposit, State of Alagoas, Brazil.** Aura Minerals Inc., 2008, 71 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.

SOBRINHO, V. R. S. et al. Programa Geologia do Brasil - PGB. **Pinhões. Folha SC.24-D-V.** Estados da Bahia. Mapa Geológico. Salvador: CPRM, 2015. Escala - 1:100.000.

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.

SOUZA, J. D.; TEIXEIRA, L. R. **Prospecto Rio Salitre:** relatório final: geologia e prospecção geoquímica preliminar do complexo Rio Salitre. Salvador: CPRM, 1981.

SOUZA, J. D. et al. Projeto Colomi. Geologia da Região do Médio São Francisco. Relatório final. Salvador: CPRM, 1979. 3v.

SOUZA, J. D. et al. **Mapa Geológico do Estado de Sergipe.** Mapa Geológico Digital. Salvador: CPRM, 1997. Escala - 1:250.000.

SOUZA, Z.S. 1984. **Mapeamento geológico do “greenstone belt” do Rio Capim – BA, área de Riacho das Pedras.** Monografia de conclusão do Curso de Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande no Norte, Natal, 2v. 430 p.

SOUZA, S.; RIBEIRO, B.; CARRILHO, E. **Projeto Sulfetos do Rio Salitre** (1ª e 2ª fases), Juazeiro – Bahia. CBPM: Salvador, Relatório Interno, 2015, 65 p.

- 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.
- SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes *in*: SAUDERS, A. D. & NORRY, M. J. (eds). **Magmatism in the Ocean Basin**, v. 42, Geological Society, London, Special Publications, 1989, p. 313-345.
- TAYLOR, H. P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. **Economic Geology**, v.69, p. 843-883, 1974.
- TAYLOR, P. D. P. et al. Determination of the absolute isotopic composition and atomic weight of a reference sample of natural iron. **Int. J. Mass Spectrom Ion Processes**, v.121, p.111-125, 1992.
- TELES, G. et al. Paleoproterozoic record of the detrital pyrite-bearing, Jacobina Au–U deposits, Bahia, Brazil. **Precambrian Research**. v. 256 p. 289–313, 2015.
- TEIXEIRA, J. B. G. et al. Gold mineralization in the Serra de Jacobina region, Bahia Brazil: tectonic framework and metallogenesis. **Mineralium Deposita**, Springer-Verlag Heidelberg, Heidelberg, 2001, v. 36.
- TEIXEIRA, J. B. G. et al. Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. **Gondwana Research**, v.11, p. 346–361, 2007.
- 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, 2010a.
- TEIXEIRA, J.B.G., SILVA, M.G., MISI, A., CRUZ, S.C.P., SÁ, J.H.S., 2010b. Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco craton, Bahia, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 30, p. 71-83.
- 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.
- TEIXEIRA, L. R. Programa Geologia do Brasil - PGB. **Projeto Médio São Francisco**. Estados da Bahia. Relatório: Litogeoquímica. Salvador: CPRM, 2013, 55 p.
- TESCH, N. A.; PEREIRA, L. H. M.; CASÉ, M. G. et al. **Projeto Canindé**: relatório de pesquisa. Salvador: CPRM, 1980. 4v.
- TINDLE, A. 2010. **Free Structural Formula Calculators** (In Excel Format). Disponível em <http://www.open.ac.uk/earthresearch/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Micropobre-2.html> acessado em 20 de maio de 2013.
- Trading Economics. **Commodity: Copper**. Disponível em: <<https://tradingeconomics.com/commodity/copper>>, acessado em 24 de julho de 2017.
- 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.

- UREY H. C. A hydrogen isotope of mass 2 and its concentration, **Phys Rev.** v. 40, p.1, 1932.
- 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.
- VILLELA, M. 2017. **O primeiro passo para o fim da RENCA**. Mining.com: notícias. Disponível em: <<http://noticiasmineracao.mining.com/2017/04/11/o-primeiro-passo-para-o-fim-da-renca/>> acessado em 20 de abril de 2017.
- WAY, K. *et al.* Nuclear data. A collection of experimental values of half-lives, radiation energies, relative isotopic abundance, nuclear moments and cross-sections. Natl Bur Stand US Circ, p. 499, 1950
- WHITE, D. E. Diverse origins of hydrothermal ore fluids. **Econ. Geology**, v.69, p. 954-973, 1974.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v. 20, p. 325– 343, 1977.
- WINGE, M. A sequência vulcanossedimentar do Grupo Capim, Bahia. In: VIVEIROS, P.V.S. & DUARTE, F. B. **Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos**. Salvador: SME/COM, 1984, v.5, p. 43-103.
- ZINCONE, S. A. 2016. **Evolução da sequência contendas-mirante e seu embasamento: implicações para a tectônica arqueana a paleoproterozóica no nordeste do craton São Francisco**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade Estadual de Campinas, Salvador, 270 p.

APÊNDICE A: Novas ocorrências cadastradas e afloramentos relevantes

Número do Ponto	LATITUDE	LONGITUDE	DATUM	TOPONÍMIA	Afloramento	LITOLOGIA	Unidade	DATA	OBSERVAÇÕES
MM-PG-01	8760953	337662	SAD-69	Periferia de Jacobina	Corte de estrada	BIF	Complexo Itapicuru	09/07/2014	
MM-PG-11	8865054	369391	SAD-69	Periferia de Jaguarari	Pedreira	Leucogranito	Leucogranitos	13/07/2014	
MM-PG-16	8870764	365089	SAD-69	Zona Rural de S.Bonfim	Piso de estrada	BIF	Complexo Itapicuru	13/07/2014	
MM-PG-21	8828690	351305	SAD-69	Zona Rural de Jacobina	Drenagem	Metabasalto	Complexo Itapicuru	17/07/2014	
MM-PG-49	8827501	444817	SAD-69	Zona Rural de Cansaçção	Pedreira	Granodiorito	Granitóides tardi-deformação tangencial	14/09/2014	
MM-PG-64	8855322	455903	SAD-69	Zona Rural de Monte Santo	Blocos rolados	Gossan	Complexo Santa Luz	15/09/2014	
MM-PG-65	8855670	455799	SAD-69	Zona Rural de Monte Santo	Piso de estrada	BIF	Complexo Santa Luz	15/09/2014	
MM-PG-88	9019577	423536	SAD-69	Riacho do Pontal	Morro	Biotitito	Complexo Riacho Seco	31/10/2014	
MM-PG-94	9030857	436395	SAD-69	Riacho Seco	Garimpo	Anfibolito	Complexo Riacho Seco	01/11/2014	Garimpo Lagoa do Massapê
MM-PG-95	9028802	437689	SAD-69	Riacho Seco	Garimpo	Anfibolito	Complexo Riacho Seco	01/11/2014	Garimpo Jacu
MM-PG-97	9029744	437319	SAD-69	Riacho Seco	Garimpo	Anfibolito	Complexo Riacho Seco	02/11/2014	Garimpo Bom Recurso
MM-PG-101	8895796	401377	SAD-69	Sussuarana	Mina	Piroxenito	Complexo Caraíba	04/11/2014	Minério oxidado "invisível"
MM-PG-102	8895099	401344	SAD-69	Sussuarana	Mina	Flogopitito	Complexo Caraíba	04/11/2014	Com Malaquita
MM-PG-105	8910308	403485	SAD-69	R-22 W	Mina	Flogopitito	Complexo Caraíba	05/11/2014	Minério oxidado "invisível"
MM-PG-109	8941613	404957	SAD-69	Surubim	Mina	Flogopitito	Complexo Caraíba	06/11/2014	Com Malaquita
MM-PG-110	8941550	411832	SAD-69	Mina Velha do Buião	Garimpo	Metanorito	Complexo Caraíba	06/11/2014	Com Malaquita
MM-PG-137	8908960	475320	SAD-69	Uauá	Trincheira	Metagabro	Complexo Uauá	12/02/2015	Com Malaquita
MM-PG-138	8909773	475875	SAD-69	Uauá	Trincheira	Metagabro	Complexo Uauá	12/02/2015	Com Malaquita
MM-PG-181	8956353	447675	SAD-69	Patamutê	Drenagem	Dolomito	Grupo Vaza-Barris	26/03/2016	Pirita
MM-PG-182	8970252	442351	SAD-69	Patamutê	Morro	Estromatólito	Grupo Vaza-Barris	26/03/2016	Fosfato estromatolítico
MM-PG-186	8909978	475500	SAD-69	Uauá	Drenagem	Metagabro	Complexo Uauá	27/03/2015	Com Malaquita

APÊNDICE B: Análises litogeoquímicas dos litotipos da Serra de Jacobina

Amostra	Toponímia	Unidade	Rocha	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	S	Sum
PG-01-A	Jacobina	Cp. Itapicuru	Formação Ferrífera	89,85	0,06	0,59	3,99	0,84	0,06	0,04	0	0,05	0,13	0,02	0,7	0,01	96,33
PG-01-B	Jacobina	Cp. Itapicuru	Metachert	98,9	0,08	0,65	0,84	0	0,03	0	0	0,06	0,14	0	0	0,03	100,7
PG-01-C	Jacobina	Cp. Itapicuru	Metachert Com Sulfeto	89,4	0,18	3,36	0,76	0	0,05	0,06	0,02	0,24	0,63	0	0,49	0,17	95,15
PG-01-D	Jacobina	Cp. Itapicuru	Andaluzita Sericita Xisto	60,85	0,94	25,1	0,47	0	0,14	0,1	0,04	0,64	2,3	0,08	5,36	0,02	95,98
PG-02-A	Antônio Gonçalves	Cp. Itapicuru	Hematita Sericita Xisto	59,11	1,01	4,83	33,2	0,03	0,06	0,13	0,03	0,19	0,56	0,05	0,98	0	100,18
PG-03-A	Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto	53,04	0,88	11,43	10,84	0,15	6,96	5,41	0,05	4,26	0,22	0,07	1,9	0,03	95,22
PG-04-A	Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Fom. Ferrífera Band	43,06	0,02	0,18	49,46	0	0,06	0,04	0	0	0	0,13	2,55	0	95,5
PG-05-A1	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif C/ Veio Quartzo	77,68	0,2	2,75	13,96	0	0,18	0,04	0	0,04	0,82	0,03	0,61	0	96,3
PG-05-A2	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif Associado A Xisto	67,65	0,32	7,9	10,84	0,06	4,96	0	0,02	0,03	0,53	0,05	3,72	0	96,07
PG-06-A1	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif C/Sulfetos Diss.	88,91	0,16	3,44	1,7	0	0,43	0,02	0	0,04	1,13	0,02	0,5	0,07	96,32
PG-07-A	Cascalheira, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif	52,08	0,01	0,15	44,14	0	0,03	0,04	0	0	0	0,08	1,1	0,01	97,62
PG-07-B	Cascalheira, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metapelito	67,86	0,94	14,01	4,86	0	0,67	0	0,02	0,07	3,28	0,06	3,79	0,04	95,53
PG-08-A	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto Amigdaloidal	57,83	0,77	14,9	7,82	0	5,52	0,34	0,01	0,06	3,61	0,26	4,33	0	95,46
PG-08-B	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto	50,58	0,53	13,95	15,24	0,07	14,72	0,06	0,22	0	0,02	0,04	7,31	0	102,74
PG-08-C	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto Veios De Hem.	50,32	1,36	29,33	2,94	0,01	1,63	0,17	0,03	0,14	11,18	0,17	4,33	0	101,61
PG-09-A	Lagoa Grande, Senhor do Bonfim	Cp. Itapicuru	Bif Silicificado	47,98	0,03	0,47	45,46	0,04	0,09	0,03	0	0	0	0,17	4,05	0,01	98,33
PG-10-A	Carrapichel, Senhor do Bonfim	Gr. Carrapichel	Granodiorito	73,86	0,18	12,67	1,73	0,04	0,25	0,88	0	3,09	4,67	0,04	0,59	0	97,99
PG-11-A	Jaguarari	Gr. Jaguarari	Leucogranito	74,1	0,1	13,45	1,44	0,03	0,32	0,7	0	3,58	4,37	0,23	0,46	0	98,79
PG-12-A	Jaguarari	Gr. Jaguarari	Leucogranito	70,55	0,14	13,52	1,99	0,03	0,53	0,46	0	2,97	4,75	0,29	1	0	96,24
PG-13-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto	72,51	0,61	12,14	4,85	0,07	1,96	0,69	0,02	2,38	2,23	0,14	2	0	99,59
PG-13-B	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto C/Magnetita	56,69	0,69	17,71	8,35	0,13	3,83	0,21	0,03	0,69	5,05	0,11	4,36	0	97,85
PG-14-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto	65,96	0,72	15,17	6,62	0,08	2,62	0,25	0,02	2,06	3,36	0,07	3,24	0	100,18
PG-15-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Metachert	83,17	0,07	0,58	1,35	0,02	0,27	0,05	0,03	0	0,02	0,01	0,09	0	85,67
PG-16-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Formação Ferrífera	41,07	0,13	2,49	43,61	0,12	0,23	0,04	0,02	0,03	0,64	0,39	6,33	0	95,09
PG-17-A	Ferbas, Campo Formoso	Cp. MUM	Cromitito/Serpentinito	8,42	0,1	6,12	16,49	0,42	12,73	0,16	8,96	0	0	0	1,86	0	55,25
PG-18-A	Estrada para Ferbas, Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogranito	74,4	0,13	13,82	1,74	0,04	0,3	0,63	0,01	3,45	4,27	0,11	0,69	0	99,59

Amostra	Toponímia	Unidade	Rocha	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	S	Sum
PG-19-A	Zona rural de Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogranito róseo	73,82	0,18	13,8	1,97	0,04	0,59	0,91	0,42	3,81	4,46	0,07	0,4	0	100,46
PG-19-B	Zona rural de Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogr. Acinzentado	74,14	0,18	13,57	1,92	0,04	0,41	0,95	0,01	3,71	4,59	0,11	0,49	0	100,12
PG-20-A	Caldeirão dos Mulatos, Antônio Gonçalves	Cp. Saúde	Paragnaisse	78,57	0,28	10,18	2,84	0,08	0,67	1,28	0	1,61	2,69	0,06	0,58	0	98,86
PG-21-A	Riacho do Aipim, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto C/Sulfetos	56,43	0,74	15,06	8,67	0,21	5,95	2,17	0,02	4,78	0,57	0,08	3,98	0,01	98,66

Amostra	Toponímia	Unidade	Rocha	As	Ba	Co	Cr	Cs	Cu	F	Ga	Hf	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sn	Sr	Ta	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
PG-01-A	Jacobina	Cp. Itapicuru	Formação Ferrifera	0	113	10,7	25	0,23	112	55	1,4	1,43	0	2	0,33	55	3	4,3	0	1,1	15	0	9,4	0	0,38	0	0,5	8,13	53	10
PG-01-B	Jacobina	Cp. Itapicuru	Metachert	0	14	1	15	0,14	128	61	0,6	2,57	0	0	4,75	63	0	3,8	0	0,5	0	0,46	2,4	0	0,83	0	0,4	5,34	8	44
PG-01-C	Jacobina	Cp. Itapicuru	Metachert Com Sulfeto	9	33	3,4	20	0,51	185	81	5,8	4,46	0	0	3,04	30	0	18,9	0	2	0	0,44	3,3	0	1,67	15	0,5	10,27	0	152
PG-01-D	Jacobina	Cp. Itapicuru	Andaluzita Sericita Xisto	0	378	0	11	1,83	130	148	39,3	11,06	0	0	17,54	56	0	62,9	0	4,7	7	1,78	13,1	0	4,15	126	2,3	40,4	17	392
PG-02-A	Antônio Gonçalves	Cp. Itapicuru	Hematita Sericita Xisto	13	227	5	124	0,66	28	33	11,5	4,54	0	8	6,6	33	11	15,4	0	1,7	284	0,5	11,4	0	1,59	319	0,6	30,35	45	124
PG-03-A	Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto	10	0	56,4	257	0	147	135	13,2	3,82	7	1	5,63	147	0	6,3	0	2,3	79	0,51	5,5	0	0,84	173	0,6	17,72	96	73
PG-04-A	Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Form. Ferrifera Band	0	0	12	31	0	30	0	0,7	0,32	0	15	0	19	12	0,3	0	0	0	0,16	1,9	0	0,16	1,6	0,6	32,08	65	0
PG-05-A1	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif C/ Veio Quartzo	0	12	2,4	73	0,71	24	57	4,6	3,43	0	6	3,89	52	8	14	0	1,8	3	1,12	7,8	1,1	1,54	54	1,5	11,35	15	40
PG-05-A2	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif Associado A Xisto	11	14	15	160	1,03	20	159	12,2	3,58	35	4	5,11	116	0	11,4	0	1,4	1	1,04	7,9	0,6	1	52	0,6	21,07	41	49
PG-06-A1	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif C/Sulfetos Diss.	34	19	16,1	18	0,91	79	36	5,2	2,29	3	3	1,96	60	0	28,7	0	1	0	0,67	2,7	0	0,52	33	0,6	9,35	0	17
PG-07-A	Cascalheira, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif	14	35	18,2	27	0	24	0	0	2,05	0	13	3,65	18	12	0,4	0	0,9	0	0,35	6,9	0	0,15	17	0,6	7,01	34	0
PG-07-B	Cascalheira, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metapelite	22	523	8,9	45	1,76	239	209	19,7	4,86	0	4	11,97	28	27	116,9	0	4,1	12	1,19	8,9	0,7	2,12	131	2,2	18,76	0	142
PG-08-A	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto Amigdaloidal	6	220	33,3	62	0,97	19	158	19,5	4,48	39	3	7,93	170	0	54,5	0	2,9	66	1,28	6,2	0	2,11	165	2,4	31,53	54	89
PG-08-B	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto	0	0	92,8	953	0,11	40	86	16,1	2,08	36	5	2,88	429	0	0,9	16	0	0	0,22	2,4	0	0,57	187	1,2	7,07	89	64
PG-08-C	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto Veios De Hem.	0	554	20,9	10	2,48	59	320	35,3	6,63	0	0	14,46	48	0	173,3	0	7,8	8	1,65	9,1	0	2,55	353	1,9	27,43	6	196
PG-09-A	Lagoa Grande, Senhor do Bonfim	Cp. Itapicuru	Bif Silicificado	55	29	8	32	0	145	0	0,9	2,2	0	15	0,81	83	11	0,6	0	1,1	23	0,29	6,8	0	0,36	34	0,8	7,76	559	11
PG-10-A	Carrapichel, Senhor do Bonfim	Gr. Carrapichel	Granodiorito	0	300	1,6	6	3,39	113	292	20,7	4,8	43	0	16,94	8	8	298,1	0	4,1	4	2,65	24	0,5	6,93	0	0,5	15,86	46	90
PG-11-A	Jaguarari	Gr. Jaguarari	Leucogranito	0	291	2,3	6	2,72	137	182	19,1	3,07	17	1	8,03	20	34	244	0	1,8	66	0,76	9,9	0,5	7,77	0	1,2	7,4	49	50
PG-12-A	Jaguarari	Gr. Jaguarari	Leucogranito	10	418	4,2	7	2,81	84	215	22,2	4,35	9	1	9,53	14	0	252,8	0	1,7	65	1,09	10,5	0,6	7,42	0	1,1	3,99	58	92
PG-13-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto	6	425	16,6	53	2,26	311	122	11,6	5,92	16	0	8,72	71	0	69,9	6	1,4	49	0,92	12,4	0	2,55	48	1,2	30,33	47	169
PG-13-B	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto C/Magnetita	0	1247	36,3	49	6,91	25	217	20,9	4,15	38	0	8,47	133	6	179,9	0	2,3	101	0,85	12,4	0	2,45	99	2,4	65,09	119	73
PG-14-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto	0	921	28,5	44	4,77	140	142	17,9	3,94	20	0	9,15	107	3	117	0	2,3	33	0,88	10,8	0	1,8	71	1,8	44,16	101	90
PG-15-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Metachert	0	13	6	159	0	16	0	0,5	3,12	3	2	0,88	35	0	0,9	0	0,4	56	0,17	2,2	0	0,59	11	0,3	5,09	27	176
PG-16-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Formação Ferrifera	12	2192	42,4	108	0,22	99	65	3,2	2,1	2	14	3,53	270	18	17,5	0	1,6	3	0,36	7,5	0	0,66	80	1,2	35,05	102	20
PG-17-A	Ferbaso, Campo Formoso	Cp. MUM	Cromita/Serpentinito	0	0	365	2112	0	46	30	8,6	1,3	3	2	0,17	840	0	1,4	0	0,7	5	0,24	2,9	0	0,13	281	0,4	0,79	788	0
PG-18-A	Estrada para Ferbaso, Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogranito	0	393	2,2	8	4,76	27	155	26,9	2,7	25	0	14,93	13	6	291	0	2	5	1,64	8,1	0	7,13	20	1,3	8,13	56	42

Amostra	Toponímia	Unidade	Rocha	As	Ba	Co	Cr	Cs	Cu	F	Ga	Hf	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sn	Sr	Ta	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
PG-19-A	Zona rural de Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogranito Roseo	0	376	7,4	105	8,1	11	264	20,1	3,82	59	1	12,5	18	4	242,3	0	2,9	93	1,65	17,9	0	2,63	0	0,9	7,67	83	88
PG-19-B	Zona rural de Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogr. Acinzentado	0	391	2,6	10	10,53	16	255	20,7	4,67	67	2	11,18	8	6	284,6	0	2,3	117	1,7	20,9	0,5	5,95	0	1	10,27	68	111
PG-20-A	Caldeirão dos Mulatos, Antônio Gonçalves	Cp. Saúde	Paragneisse	0	662	9,5	14	2,83	37	103	11,8	2,93	8	0	3,6	30	0	99,2	0	1,2	118	0,52	7	0	0,78	13	1,2	8,12	34	65
PG-21-A	Riacho do Alipim, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto C/Sulfetos	0	129	44,5	103	0,36	255	96	15,7	4,07	23	2	8,74	128	7	8,9	9	2,7	179	0,76	9,7	0	1,46	15,2	0,7	26,15	115	93

Amostra	Toponímia	Unidade	Rocha	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
PG-01-A	Jacobina	Cp. Itapicuru	Formação Ferrífera	11,8	14,3	2,28	9,3	1,8	0,31	1,45	0,24	1,11	0,25	0,81	0,1	0,7	0,11
PG-01-B	Jacobina	Cp. Itapicuru	Metachert	17,2	27,9	2,77	11,9	2	0,29	1,68	0,22	1,31	0,22	0,61	0,09	0,5	0,08
PG-01-C	Jacobina	Cp. Itapicuru	Metachert Com Sulfeto	14,3	26,6	2,88	11,5	2,6	0,47	2,33	0,38	1,97	0,41	1,06	0,17	1,2	0,15
PG-01-D	Jacobina	Cp. Itapicuru	Andaluzita Sericita Xisto	75,6	141,7	15,36	55,1	9,6	2,15	8,91	1,23	7,97	1,59	4,59	0,73	4,4	0,65
PG-02-A	Antônio Gonçalves	Cp. Itapicuru	Hematita Sericita Xisto	22,8	47,4	5,82	24,5	6,1	1,69	6,04	1	6,25	1,31	3,52	0,53	3,4	0,44
PG-03-A	Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto	12,8	23,3	2,84	12,1	3,1	0,71	3,05	0,53	3,16	0,73	2,05	0,3	2,1	0,26
PG-04-A	Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Form. Ferrífera Band	13,6	10,5	3,28	14,7	3,5	1,14	4,29	0,62	3,6	0,86	2,33	0,31	1,6	0,27
PG-05-A1	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif C/ Veio Quartzo	12,6	21,5	2,56	11	2,8	0,78	2,79	0,39	2,14	0,43	1,08	0,15	1	0,14
PG-05-A2	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif Associado A Xisto	24,5	41,9	4,56	18,3	3,7	0,9	3,47	0,55	3,6	0,74	2,15	0,3	1,8	0,26
PG-06-A1	Barragem, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif C/Sulfetos Diss.	15,6	25,2	2,73	11,3	2,1	0,47	2,05	0,27	1,78	0,36	0,92	0,13	0,8	0,1
PG-07-A	Cascalheira, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Bif	14,6	16,9	3,85	15	2,2	0,69	1,47	0,24	0,94	0,2	0,64	0,08	0,4	0,07
PG-07-B	Cascalheira, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metapelite	53,6	95,9	8,49	29	3,9	0,83	2,93	0,51	3,36	0,78	2,29	0,36	2,3	0,4
PG-08-A	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto Amigdaloidal	17,6	29,7	3,57	16	4,2	1,04	4,98	0,86	5,51	1,2	3,68	0,51	3,1	0,47
PG-08-B	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto	16,5	25,3	2,96	11,6	2,4	0,61	1,99	0,26	1,39	0,29	1	0,16	1,2	0,19
PG-08-C	Cach. Fumaça, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto Veios De Hem.	26,7	46,9	5,36	24,9	6,4	1,22	5,56	0,86	5,09	1,03	3,27	0,55	3,4	0,58
PG-09-A	Lagoa Grande, Senhor do Bonfim	Cp. Itapicuru	Bif Silicificado	8	5,2	0,82	3,9	1,2	0,5	2,02	0,21	1,2	0,28	0,82	0,09	0,6	0,12
PG-10-A	Carrapichel, Senhor do Bonfim	Gr. Carrapichel	Granodiorito	61,5	114,9	11,66	41,3	6,6	0,59	4,91	0,64	2,91	0,54	1,61	0,19	1,4	0,2
PG-11-A	Jaguarari	Gr. Jaguarari	Leucogranito	23,1	35,5	3,98	14,6	3,4	0,57	2,59	0,3	1,35	0,23	0,74	0,09	0,8	0,11
PG-12-A	Jaguarari	Gr. Jaguarari	Leucogranito	27,1	54,2	6,21	24,7	6	1	3,81	0,35	1,14	0,15	0,32	0,06	0,3	0
PG-13-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto	82,4	164,1	17,59	67,8	11,4	2,63	8,95	1,18	6,37	1,11	2,98	0,4	2,4	0,39
PG-13-B	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto C/Magnetita	241,7	422,6	47,07	173,5	27,7	5,98	21,11	2,88	14,54	2,51	5,78	0,79	4,5	0,53
PG-14-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Clorita Xisto	90,4	247,7	21,91	83,9	13	2,72	10,3	1,35	7,8	1,41	3,97	0,56	3,4	0,45
PG-15-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Metachert	3,9	5	0,45	2,1	0,6	0,12	0,71	0,1	0,77	0,16	0,49	0,09	0,5	0,08
PG-16-A	Serra da Alegria, Jaguarari	Cp. Itapicuru	Formação Ferrífera	8,9	13,6	1,82	9,6	2,4	0,74	4,19	0,58	3,76	1	3,57	0,51	3,5	0,58
PG-17-A	Ferbasa, Campo Formoso	Cp. MUM	Cromitito/Serpentinito	3,8	2,2	0,13	0,6	0,2	0	0,14	0	0,08	0	0,11	0	0	0
PG-18-A	Estrada para Ferbasa, Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogranito	22,6	26,9	3,59	12,6	2,5	0,45	2,2	0,25	1,41	0,26	0,82	0,14	0,8	0,09

Amostra	Toponímia	Unidade	Rocha	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
PG-19-A	Zona rural de Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogranito Róseo	40,5	70,2	7,35	25,8	5,1	0,69	3,27	0,41	1,52	0,25	0,76	0,09	0,6	0,1
PG-19-B	Zona rural de Campo Formoso	Gr. Campo Formoso	Leucogr. Acinzentado	53,2	89,9	8,65	30,9	5,1	0,71	3,42	0,42	1,88	0,36	0,78	0,11	0,9	0,17
PG-20-A	Caldeirão dos Mulatos, Antônio Gonçalves	Cp. Saúde	Paragneisse	20,8	37,8	3,92	15,7	2,8	0,52	2,38	0,36	1,86	0,33	0,87	0,11	0,7	0,11
PG-21-A	Riacho do Aipim, Pindobaçu	Cp. Itapicuru	Metabasalto C/Sulfetos	31,3	47,7	5,36	21,4	4,5	1,07	4,72	0,8	5,05	0,99	2,91	0,46	2,8	0,4

APÊNDICE C: Dados geocronológicos do Capítulo III

Amostra PG-19-B – Granito de Campo Formoso

Grão, Ponto	²⁰⁶ Pb com. (%)	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	Idade (Ma)	204-corrigido						Conc. 206/238 207/206	
					204 corr ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	%err	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	%err	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	%err		Corr. de corr. (Rho)
3,1	0,51	24	62	0,38	2053	0,3781	0,0043	0,1268	0,0035	6,6076	0,1622	0,25	100
3,2	0,52	30	57	0,52	2024	0,3823	0,0045	0,1247	0,0037	6,5727	0,1648	0,67	103
9,2	0,44	8	67	0,12	2030	0,3848	0,0044	0,1251	0,0036	6,6358	0,1651	0,59	103
10,1	0,03	33	139	0,24	2024	0,3606	0,0031	0,1247	0,0029	6,1985	0,1203	0,99	98
11,1	0,00	45	179	0,25	1995	0,3772	0,0028	0,1227	0,0024	6,3793	0,1161	0,91	103
2,1	0,11	6	15	0,41	3155	0,5754	0,0040	0,2453	0,0046	19,4604	0,3036	0,92	92
9,1	0,16	29	44	0,66	3314	0,6770	0,0060	0,2714	0,0052	25,3322	0,4492	0,01	100
1,1	1,07	10	19	0,50	3310	0,6944	0,0062	0,2707	0,0053	25,9188	0,4383	0,32	102
7,1	4,26	24	110	0,22	1989	0,2665	0,0024	0,1222	0,0023	4,4904	0,0971	0,99	76
6,1	2,45	180	210	0,86	1970	0,2794	0,0020	0,1210	0,0028	4,6595	0,0824	0,99	80
4,1	2,18	28	146	0,19	1950	0,2846	0,0025	0,1196	0,0027	4,6938	0,0987	0,95	82
5,1	1,95	25	135	0,19	1984	0,3345	0,0027	0,1219	0,0027	5,6208	0,1050	0,99	93

Amostra PG-79-C metarriolito do Rio Salitre

Grão, Ponto	^{206}Pb com. (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	Idade (Ma)	204-corrigido						Corr. de erro (Rho)	% Discordante
					204 corr $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	%err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	%err	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	%err		
PG-79-C-1.1	0,19	182	108	0,61	2135	,3561	1,1	,1328	0,6	6,52	1,2	,818	9
PG-79-C-2.1	-0,03	113	67	0,61	2171	,3982	1,1	,1356	0,5	7,44	1,2	,903	0
PG-79-C-3.1	0,01	286	117	0,42	2165	,3978	1,0	,1351	0,4	7,41	1,1	,947	0
PG-79-C-4.1	0,41	73	53	0,75	2095	,3259	1,6	,1297	1,1	5,83	1,9	,738	15
PG-79-C-5.1	-0,03	134	69	0,53	2158	,4169	1,1	,1345	0,5	7,73	1,2	,915	-4
PG-79-C-6.1	0,03	153	105	0,71	2167	,3974	1,1	,1352	0,5	7,41	1,2	,907	0
PG-79-C-7.1	0,16	126	75	0,61	2133	,3900	1,1	,1326	0,6	7,13	1,3	,902	0
PG-79-C-8.1	0,07	116	90	0,80	2140	,3962	1,1	,1331	0,6	7,27	1,2	,901	-1
PG-79-C-9.1	0,00	178	75	0,43	2170	,4132	1,1	,1355	0,4	7,72	1,1	,933	-3
PG-79-C-9.2	0,00	72	43	0,62	2167	,4072	1,2	,1352	0,7	7,59	1,4	,878	-2
PG-79-C-10.1	0,91	257	241	0,97	2144	,3802	1,0	,1335	1,0	7,00	1,5	,491	3
PG-79-C-10.2	0,04	73	46	0,65	2154	,3972	1,2	,1343	0,7	7,35	1,4	,805	0
PG-79-C-11.1	0,04	126	74	0,61	2177	,3931	1,1	,1360	0,5	7,37	1,2	,904	2

APÊNDICE D: Análises litogeoquímicas das rochas do Vale do Curaçá

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidade	Mineraliza	Obs	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3T	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	V2O5	LOI	Sum
FAS-38-87	Sussuaran	Piroxenito	Phl	Baixa	Média		42,7	1,12	6,75	25,1	0,32	17,2	0,26	0,21	2,76	0	0,13	0,06	96,61
FAS-38-77	Sussuaran	Piroxenito	Phl	Baixa	Média		43,9	1,12	7,51	24,7	0,32	17,4	0,49	0,44	2,5	0,093	0,11	-0,11	98,473
FAS-44-78	Sussuaran	Piroxenito	Phl	Muito baixa	Alta		44,8	0,65	5,15	27,6	0,38	17,6	0,49	0,36	0,94	0,014	0,13	-0,53	98,664
FAS -44 (Sussuaran	Norito	Phl	Baixa	Média		49,65	0,69	4,75	22,73	0,41	19,06	0,37	0,22	1,25	0,27		0	99,4
FAS -38 (Sussuaran	Norito	Phl	Baixa	Alta		49,73	0,65	5,66	21,78	0,39	18,59	0,25	0,37	1,66	0,34		0	99,42
CAR-PG-0	Caraíba	Piroxenito	Inexistente		Alta		34,54	0,83	4,31	26,1	0,32	13,3	0,79	0,31	0,41	1,89		0,8	83,6
CAR-PG-0	Caraíba	Piroxenito	Si	Baixa	Alta		38,31	1,31	7,46	24,12	0,28	13,34	0,73	0,61	1,7	1,58		0,43	89,87
CAR-PG-0	Caraíba	Pirox. Bara	Nenhuma		Baixa		51,6	0,3	4,19	20,44	0,36	19,73	0,27	0,42	0,61	0,03		0	97,95
FSBC-001	Surubim	Norito	Phl	Baixa	Média	Granada	46,9	0,87	16,9	14,8	0,14	8,1	4,85	2,19	2,08	0,526	0,06	1,38	98,796
FSEX-006	Surubim	Norito	Phl	Baixa	Média		41,1	1,2	14,1	22,4	0,13	7,94	4,36	1,88	1,94	0,403	0,09	1,49	97,033
FSBC-001	Surubim	Norito	Phl	Muito baixa	Inexistente		56,9	0,4	19,9	7,59	0,09	3,36	5,76	4,45	1,26	0,038	0,03	0,73	100,508
FVE-24-3	Vermelhos	Norito	Grt	Baixa	Inexistente		38	0,08	1,9	13	0,07	34,8	0,38	0	0,46	0	0,01	10,5	99,2
FVS-41-32	Vermelhos	Norito	Pl	Baixa	Inexistente	Na-Pl	52,8	1,3	18,3	12	0,17	6,57	3,09	2,41	3,03	0	0,07	0,73	100,47
FV-81-113	Vermelhos	Pl Phl met	Phl+Pl	Média	Inexistente		65,8	0,75	15,4	7,88	0,08	4,25	1	1,22	2,38	0,022	0,04	2,01	100,832
FVS-41-23	Vermelhos	Gnaïsse	Phl	Alta	Inexistente		74,4	0,18	13,8	1,72	0,02	0,58	1,79	3,29	4,11	0,029	0,01	0,5	100,429
FVS-41-3	Vermelhos	Norito	Phl+Si	Média	Inexistente		82,2	1,11	4,5	5,99	0,04	2,81	0,71	0,27	1,49	0	0,04	0,87	100,03
FAS-38-73	Sussuaran	Norito	Phl	Alta	Média		41	1,52	9,15	22,9	0,26	15,9	0,22	0,28	4,52	0	0,13	1,14	97,02
FAS-38-86	Sussuaran	Piroxenito	Phl	Média	Média		41,7	1,37	8,44	24,3	0,28	16,8	0,32	0,38	3,51	0	0,13	0,14	97,37
FAS-38-72	Sussuaran	Piroxenito	Phl	Média	Média		41,9	1,33	8,41	23,8	0,28	16,7	0,38	0,4	3,34	0,045	0,12	0,74	97,445
FAS-38-14	Sussuaran	Piroxenito	Phl	Média	Alta		43,7	1,18	7,84	22,6	0,3	15,8	1,04	0,53	2,86	0,173	0,09	0,81	97,973
FAS-44-90	Sussuaran	Piroxenito	Phl	Média	Média	Qtz	50	0,72	7,37	21,5	0,33	12,7	0,54	0,74	2,89	0,023	0,11	0,57	97,493
FC-4491-8	Caraíba	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Média	Serpentina	40,3	1,8	13,6	23,8	0,12	7,75	3,99	1,67	3,02	0,94	0,13	1,07	98,19
FC-4398-1	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Baixa		49,8	0,97	20,6	8,13	0,11	2,98	6,3	3,32	3,01	0,482	0,03	2,75	98,482
CAR-PG-0	Caraíba	Mc Phl me	Phl+Mc	Alta	Baixa		51,92	0,88	20,13	6,83	0,07	3,82	0	3,54	3,28	0,37		2,66	93,5
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Baixa		50,2	1,13	15,8	12,6	0,22	5,08	5,72	3,12	2,95	0,945	0,04	1,01	98,815
FC-4094-1	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Inexistente		63,9	0,49	13,4	5,81	0,06	6,65	2,6	2,4	3,59	0,106	0,03	1,23	100,266

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidade	Mineraliza	Obs	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3T	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	V2O5	LOI	Sum
MS-03-A	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Alta		36,63	2,76	14,66	16,02	0,08	13,53	0,22	0,37	8,17	0,19		2,99	95,62
MS-02-A	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Alta		37,23	2,55	14,32	15,51	0,09	13,45	0,22	0,42	7,1	1,23		3,22	95,34
FSBC-001	Surubim	Norito	Si+Phl	Média	Inexistente		63,5	0,44	14,9	7,97	0,07	2,81	3,84	3,35	1,2	0,073	0,02	1,92	100,093
FSEX-006	Surubim	Norito	Si+Phl	Média	Inexistente		65	0,46	16,5	4,36	0,05	1,99	4,72	3,8	1,44	0,12	0,02	0,81	99,27
FSEX-006	Surubim	Norito	Si+Phl	Alta	Baixa		69,4	0,12	14,7	4,61	0,06	1,38	3,69	3,62	1,37	0,131	0,02	0,83	99,931
FSBC-001	Surubim	Phl Qtz me	Phl+Si	Muito alta	Inexistente		75,1	0,19	4,15	4,73	0,04	10,2	0,9	0	0,51	0,031	0,03	3,35	99,231

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	Ag	As	Ba	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Sb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr	
FAS-38-8	Sussuarani	Piroxenito	Phl	Baixa	Média		0	17	656	58	1735	8686	55	0	690	69	0	14	3	0,3	0,25	553	3,52	59	0	
FAS-38-7	Sussuarani	Piroxenito	Phl	Baixa	Média		0	0	753	51	1612	8353	40	1	636	64	8	12	6	0,5	0,53	470	4,7	60	1	
FAS-44-7	Sussuarani	Piroxenito	Phl	Muito baixa	Alta		0	0	269	35	1999	10800	25	0	592	53	12	9	5	1	0,27	483	4,72	38	2	
FAS-44	Sussuarani	Norito	Phl	Baixa	Média		0	13	362	34	1167	9981	28	2	495	0	0	4	5	2,3	0,22	261	4,12	31	4	
FAS-38	Sussuarani	Norito	Phl	Baixa	Alta		0	26	312	37	894	10001	31	3	463	0	0	4	3	3,2	0,58	268	5,54	46	4	
CAR-PG-1	Caraíba	Piroxenito	Inexistente		Alta		28	6	92	165	2209	10001	3	5	939	0	0	0	25	5,7	0,21	369	6,02	20	8	
CAR-PG-1	Caraíba	Piroxenito	Si	Baixa	Alta		14	9	222	45	2460	10001	22	9	777	0	0	5	33	8,7	0,3	434	8,57	28	8	
CAR-PG-1	Caraíba	Pirox. Barz	Nenhuma		Baixa		0	0	282	29	521	1922	16	3	263	0	0	5	6	6,2	0,15	101	8,33	44	3	
FSBC-001	Surubim	Norito	Phl	Baixa	Média	Granada	0	0	503	37	279	5712	55	0	131	23	0	11	56	0,8	0,44	226	14,06	124	3	
FSEX-006	Surubim	Norito	Phl	Baixa	Média		0	0	392	56	1014	8997	79	0	360	43	0	14	38	1,1	0,37	432	9,61	119	3	
FSBC-001	Surubim	Norito	Phl	Muito baixa	Inexistente		0	18	94	13	71	262	18	3	47	4	0	5	31	0,8	0,21	63	7,37	52	0	
FVE-24-3	Vermelhos	Norito	Grt	Baixa	Inexistente		0	0	25	79	633	41	6	0	1690	0	0	7	3	0,9	0,17	14	2,91	20	2	
FVS-41-3	Vermelhos	Norito	Pl	Baixa	Inexistente	Na-Pl	0	13	625	42	608	281	70	4	264	5	0	12	16	0,8	0,59	262	41,49	89	2	
FV-81-11	Vermelhos	Pl Phl metan	Phl+Pl		Média	Inexistente	0	0	140	21	215	634	68	2	141	7	0	6	12	3,6	0,58	131	19,42	39	2	
FVS-41-2	Vermelhos	Gnaisse	Phl	Alta	Inexistente		0	0	38	7	12	398	16	1	21	20	0	3	10	12,8	0,36	9	3,6	40	1	
FVS-41-3	Vermelhos	Norito	Phl+Si		Média	Inexistente	0	8	578	26	607	555	41	3	86	7	0	6	5	1,4	1,56	163	5,42	44	8	
FAS-38-7	Sussuarani	Norito	Phl	Alta	Média		0	0	902	75	1868	7342	95	2	810	58	14	22	6	0,6	0,3	547	3	121	1	
FAS-38-8	Sussuarani	Piroxenito	Phl		Média	Média	0	6	873	65	1948	7693	86	2	772	54	7	15	5	0,3	0,25	577	3,27	84	1	
FAS-38-7	Sussuarani	Piroxenito	Phl		Média	Média	0	0	919	62	1768	8858	80	0	767	71	9	16	7	1,1	0,46	482	4,14	72	1	
FAS-38-14	Sussuarani	Piroxenito	Phl		Média	Alta	0	0	724	51	1287	10500	68	2	531	88	6	14	10	2,1	0,52	341	7,43	80	1	
FAS-44-9	Sussuarani	Piroxenito	Phl		Média	Média	Qtz	0	0	201	51	2417	8185	81	0	487	41	12	17	6	1,3	0,72	503	5,27	105	2
FC-4491-8	Caraíba	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Média	Serpentina	0	16	661	49	1741	9123	44	0	432	63	11	15	25	9,1	0,74	515	31,92	101	2	
FC-4398-1	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Baixa		0	18	197	14	9	2431	16	2	14	20	0	5	80	2,8	0,35	69	15,92	40	1	
CAR-PG-1	Caraíba	Mc Phl me	Phl+Mc	Alta	Baixa		0	0	253	20	71	1179	51	4	40	0	0	0	73	3,6	0,19	105	7,8	92	5	
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Baixa		0	0	823	26	60	2613	41	1	39	18	0	10	41	48,8	2,97	126	75,02	73	4	
FC-4094	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Inexistente		0	10	128	12	24	469	31	1	24	8	0	7	16	17,3	0,45	62	11,4	47	2	

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	Ag	As	Ba	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Sb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr	
MS-03-A	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Alta		1	19	885	80	1329	10001	270	8	616	0	0	7	7	3,6	0,21	681	3,33	203	9	
MS-02-A	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Alta		2	25	726	78	1381	10001	260	6	624	0	0	7	12	5,5	0,66	667	11,31	200	8	
FSBC-001	Surubim	Norito	Si+Phl	Média	Inexistente		0	0	148	18	66	134	36	2	36	0	0	9	28	2,3	0,63	80	8	85	3	
FSEX-006	Surubim	Norito	Si+Phl	Média	Inexistente		0	7	204	9	35	167	20	0	19	5	0	5	47	50,8	1,21	48	17,4	37	4	
FSEX-006	Surubim	Norito	Si+Phl	Alta	Baixa		0	0	43	7	277	2227	11	0	88	16	0	3	49	2,4	0,99	51	10,64	31	3	
FSBC-001	Surubim	Phl Qtz me	Phl+Si	Muito alta	Inexistente		0	0	72	16	2776	730	99	1	195	4	0	13	7	1,4	0,45	84	5,35	48	4	
FC-4398-2	Caraíba	Piroxenito	Phl	Média	Muito alta		23	0	20	41	4406	122300	21	0	1421	1742	17	9	9	3,4	0,36	688	4,2	46	4	
FC-4398-1	Caraíba	Piroxenito	Phl	Alta	Alta		0	0	34	51	1311	77600	25	0	588	422	0	21	4	5	0,27	174	4,95	52	2	
FC-4398-2	Caraíba	Piroxenito	Phl	Média	Muito alta		39	0	40	35	1400	338800	34	0	568	2979	13	11	4	1,7	0,17	195	3,53	23	2	
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Phl	Média	Muito alta		5	0	136	30	2476	67500	20	0	940	379	0	10	15	4,8	0,36	413	8,92	32	2	
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Phl	Média	Muito alta		1	24	501	27	82	15300	40	1	136	95	0	10	36	21	1,73	98	35,47	48	4	
FSBC-001	Surubim	Grt norito	Phl	Média	Muito alta		9	0	83	36	266	61200	27	3	252	573	6	7	19	3,6	3,09	72	18,45	72	13	
FSBC-001	Surubim	Norito	Phl	Média	Muito alta		2	27	101	26	64	20400	14	4	171	179	0	7	43	0,7	0,34	65	10,95	72	1	
FSBC-001	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito alta	Alta		0	0	1157	68	1025	14100	116	0	362	70	6	14	35	0,7	0,26	518	8,98	184	4	
FSBC-001	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito alta	Muito alta		3	0	1197	90	2405	36200	209	0	743	189	30	15	13	0,8	0,32	773	3,72	218	4	
FAS-44-8	Sussuarani	Phl metan	Phl		Média	Média															4,6	0,97	20,96			
FV-81-11	Vermelhos	Phl Grt me	Phl	Média	Média	Granada															3,2	0,57	18,91			
FVS-41-2	Vermelhos	Piroxenito	Phl	Média	Alta		20	0	82	477	638	17200	8	6	2366	150	6	6	4	4,6	0,33	38	5,98	37	1	
FVS-41-3	Vermelhos	Phl Grt me	Phl	Média	Muito alta	Granada	13	0	158	24	138	24000	59	0	156	133	0	7	11	2,1	0,35	65	25,26	47	2	

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidade	Mineralização	Obs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
FAS-38-8	Sussuarana	Piroxenito	Phl	Baixa	Média		0,7	2,8	0,29	0,4	0,3	0,09	0,38	0,08	0,58	0,13	0,45	0,09	0,7	0,1
FAS-38-7	Sussuarana	Piroxenito	Phl	Baixa	Média		4,1	6,6	0,81	2,8	0,8	0,2	0,9	0,15	0,89	0,18	0,47	0,09	0,6	0,1
FAS-44-7	Sussuarana	Piroxenito	Phl	Muito baixa	Alta		1,8	7,1	0,8	2,4	0,5	0,15	0,62	0,12	0,77	0,18	0,54	0,13	0,9	0,13
FAS-44-4	Sussuarana	Norito	Phl	Baixa	Média		3,8	3,2	0,36	1,5	0,5	0	0,47	0,09	0,69	0,14	0,47	0,13	0,7	0,12
FAS-38-1	Sussuarana	Norito	Phl	Baixa	Alta		6,5	7,8	0,84	3,6	0,9	0,09	0,82	0,17	1,01	0,21	0,79	0,12	0,9	0,15
CAR-PG-0	Caraíba	Piroxenito	Inexistente		Alta		8,3	14,2	1,86	8,6	1,9	0,4	1,67	0,18	1,21	0,27	0,76	0,11	0,9	0,15
CAR-PG-0	Caraíba	Piroxenito	Si	Baixa	Alta		12,1	23,4	3,09	15,1	3,3	0,46	2,94	0,33	1,72	0,34	1,2	0,14	0,8	0,14
CAR-PG-0	Caraíba	Pirox. Bar.	Nenhuma		Baixa		8	8,4	0,79	3,5	0,7	0,11	0,79	0,17	1,2	0,33	1,22	0,22	1,4	0,23
FSBC-001	Surubim	Norito	Phl	Baixa	Média	Granada	21,7	39,8	5,13	21,9	5,2	1,79	5,26	0,7	3,34	0,57	1,38	0,2	1,2	0,16
FSEX-006	Surubim	Norito	Phl	Baixa	Média		18,9	27,7	3,61	15,5	3,7	1,07	3,67	0,47	2,18	0,39	0,94	0,14	0,9	0,13
FSBC-001	Surubim	Norito	Phl	Muito baixa	Inexistente		13,3	24,5	2,53	8,5	1,6	1,85	1,5	0,23	1,33	0,29	0,81	0,13	1	0,14
FVE-24-31	Vermelhos	Norito	Grt	Baixa	Inexistente		2,5	3,6	0,39	0,9	0,3	0	0,47	0,09	0,49	0,1	0,21	0	0,3	0
FVS-41-32	Vermelhos	Norito	Pl	Baixa	Inexistente	Na-Pl	17,9	24,7	2,36	7,3	1,6	1,6	3,2	0,82	6,68	1,55	4,97	0,76	5,1	0,74
FV-81-113	Vermelhos	Pl Phl met	Phl+Pl		Média	Inexistente	22,2	35,7	3,81	13,2	2,6	0,97	3,15	0,57	3,61	0,75	2,05	0,29	1,8	0,25
FVS-41-22	Vermelhos	Gnaïsse	Phl	Alta	Inexistente		33	57,4	6	20,1	2,9	1,06	2,15	0,23	0,84	0,14	0,24	0,14	0,3	0
FVS-41-31	Vermelhos	Norito	Phl+Si	Média	Inexistente		5,6	7,3	0,78	2,3	0,6	0,32	0,63	0,1	0,73	0,19	0,57	0,11	0,9	0,15
FAS-38-7	Sussuarana	Norito	Phl	Alta	Média		3	3,6	0,36	0,7	0,2	0,08	0,36	0,06	0,49	0,12	0,29	0,07	0,5	0,08
FAS-38-8	Sussuarana	Piroxenito	Phl	Média	Média		0	2,7	0,3	0,5	0,3	0,11	0,35	0,08	0,52	0,12	0,29	0,08	0,6	0,08
FAS-38-7	Sussuarana	Piroxenito	Phl	Média	Média		9	6,5	0,72	2,1	0,6	0,16	0,72	0,11	0,74	0,16	0,42	0,08	0,6	0,09
FAS-38-14	Sussuarana	Piroxenito	Phl	Média	Alta		8,8	16,2	2,03	7,9	1,8	0,37	1,88	0,26	1,43	0,28	0,8	0,14	0,9	0,14
FAS-44-9	Sussuarana	Piroxenito	Phl	Média	Média	Qtz	9	8,7	0,92	2,8	0,6	0,19	0,74	0,15	0,86	0,19	0,58	0,14	0,9	0,15
FC-4491-8	Caraíba	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Média	Serpentina	53,4	112,6	14,46	62,1	12,7	2,17	11,55	1,46	7,07	1,28	3,18	0,42	2,6	0,34
FC-4398-1	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Baixa		45,8	89	10,52	42,8	7,5	3,2	6,72	0,79	3,57	0,63	1,56	0,2	1,2	0,17
CAR-PG-0	Caraíba	Mc Phl me	Phl+Mc	Alta	Baixa		27,8	48,7	5,54	24,5	4,7	2,03	3,49	0,33	1,69	0,27	0,83	0,11	0,5	0,06
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Baixa		207,9	399	45,14	167,6	27,4	5,47	22,79	3,01	15,24	2,86	7,87	1,16	7,4	1,09
FC-4094-1	Caraíba	Norito	Phl	Alta	Inexistente		55,6	99,5	10,84	38	6	1,88	4,97	0,6	2,59	0,45	1,12	0,17	1,1	0,16

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidade	Mineralização	Obs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
MS-03-A	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Alta		11,4	12,1	1,59	7,1	2	0,18	1,5	0,17	0,84	0,13	0,33	0	0,2	0
MS-02-A	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito Alta	Alta		19,8	42,8	6,19	29	7,7	0,89	6,48	0,76	2,86	0,43	1,08	0,11	0,5	0,08
FSBC-001	Surubim	Norito	Si+Phl	Média	Inexistente		10,3	22,8	2,56	9,3	1,9	1,42	2	0,29	1,64	0,32	0,81	0,14	0,8	0,11
FSEX-006	Surubim	Norito	Si+Phl	Média	Inexistente		109	213,7	23,91	86,7	13,6	2,03	10,04	1,13	4,21	0,7	1,71	0,23	1,5	0,21
FSEX-006	Surubim	Norito	Si+Phl	Alta	Baixa		22	44	5,01	18,1	3,7	1,21	3,08	0,45	2,23	0,4	1,01	0,17	1	0,12
FSBC-001	Surubim	Phl Qtz me	Phl+Si	Muito alta	Inexistente		8,5	11,2	1,31	4,6	1,1	0,15	1,13	0,18	1	0,21	0,5	0,09	0,5	0,07
FC-4398-2	Caraíba	Piroxenito	Phl	Média	Muito alta		6,9	16,8	1,93	6,7	1,3	0,28	1,21	0,17	0,82	0,16	0,43	0,08	0,6	0,08
FC-4398-1	Caraíba	Piroxenito	Phl	Alta	Alta		9	8,6	0,93	2,8	0,7	0,15	0,82	0,14	0,88	0,19	0,52	0,1	0,7	0,1
FC-4398-2	Caraíba	Piroxenito	Phl	Média	Muito alta		3,5	9,2	1,14	3,9	1	0,14	0,99	0,14	0,76	0,15	0,31	0,06	0,4	0
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Phl	Média	Muito alta		22,6	43,3	4,94	18,8	3,4	1,02	2,92	0,38	1,73	0,35	0,93	0,15	1	0,15
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Phl	Média	Muito alta		93,8	180,3	21,1	82,1	15,2	2,41	12,57	1,6	7,57	1,34	3,53	0,48	2,9	0,4
FSBC-001	Surubim	Grt norito	Phl	Média	Muito alta		17,8	25,5	2,56	8,7	2,6	1,68	3,9	0,67	4,02	0,76	2,17	0,34	2,3	0,36
FSCD-001	Surubim	Norito	Phl	Média	Muito alta		13,1	23,8	2,79	10,4	2,1	1,43	2,47	0,36	1,98	0,43	1,12	0,18	1,2	0,19
FSBC-001	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito alta	Alta		6,8	14,2	1,81	7,5	2,3	0,69	2,55	0,38	1,87	0,36	0,9	0,14	0,9	0,14
FSBC-001	Surubim	Flogopitito	Phl	Muito alta	Muito alta		4,7	12,9	1,68	6,7	1,7	0,38	1,55	0,19	0,82	0,13	0,3	0,05	0,3	0
FAS-44-82	Sussuarana	Phl metano	Phl	Média	Média		28,1	61,2	7,82	32,6	6,6	1,75	6,12	0,87	4,29	0,81	2,13	0,31	2	0,28
FV-81-113	Vermelhos	Phl Grt me	Phl	Média	Média	Granada	20,3	33,7	3,64	12,6	2,4	0,96	3,19	0,55	3,54	0,72	1,94	0,28	1,7	0,23
FVS-41-28	Vermelhos	Piroxenito	Phl	Média	Alta		3,4	7,9	0,89	2,9	0,7	0,13	0,92	0,16	1,05	0,24	0,71	0,13	0,9	0,14
FVS-41-31	Vermelhos	Phl Grt me	Phl	Média	Muito alta	Granada	18,5	28,1	2,73	8,9	1,8	1,19	3,21	0,65	4,51	0,94	2,48	0,36	2,1	0,27

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3T	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	V2O5	LOI	Sum
FAS-44-85	Sussuarana	Norito	Pl+Hbl	Alta	Inexistente	Na-Pl, Ca-	53,4	0,66	15,6	11,4	0,16	6,18	6,64	2,93	1,79	0,16	0,03	1,08	100,03
FAS-38-93	Sussuarana	Norito	Pl+Si	Muito alta	Inexistente	Apatita	55,3	0,1	18,5	7,71	0,14	5,52	7,04	4,2	0,63	1,214	0,02	-0,1	100,274
FAS-38-91	Sussuarana	Piroxenito	Pl	Muito alta	Média	Apatita	55,9	0,13	16,7	8,67	0,16	6,98	5,51	3,93	0,87	0,817	0,03	0,21	99,907
FC-2935-3	Caraíba	Diopsidito	Di+Pl	Muito Alta	Baixa	Pirrot.+Phl	38,9	0,97	12,5	17,7	0,23	6,58	17	0,19	1,2	0,332	0,04	4,4	100,042
FC-2935-2	Caraíba	Piroxenito	Pl+Hbl	Alta	Baixa		44,2	1,76	15,3	18,1	0,34	7,55	8,67	1,41	1,06	0,604	0,06	0,7	99,754
FC-2935-3	Caraíba	Piroxenito	Pl+Di	Muito alta	Muito baix	Clorita	45,3	0,67	7,11	9,28	0,33	11	22,7	0,25	0,24	0,458	0,04	2,45	99,828
FC-2935-2	Caraíba	Piroxenito	Pl	Alta	Inexistente	Phl+Cpx	49,6	0,64	11,9	15,9	0,45	10,6	7,7	1,46	0,77	0,036	0,04	0,61	99,706
FC-2935-3	Caraíba	Diopsidito	Di+Mc	Muito alta	Inexistente	Grt cont.,	51,2	0,44	7,15	5,25	0,38	12,5	21,4	0,27	1,16	0,038	0,03	1,4	101,218
FVE-24-34	Vermelhos	Piroxenito	Hbl+Pl	Alta	Média	Phl+Cpx	50,3	1,49	14,4	10,1	0,16	9,44	7,49	2,74	1,09	0,599	0,05	0,14	97,999
FV-81-179	Vermelhos	Piroxenito	Hbl+Pl	Média	Média		50,8	0,91	13,5	10,9	0,18	9,13	5,61	3,08	1,62	0,203	0,05	2,42	98,403
FVE-24-68	Vermelhos	Norito	Ep+Pl	Alta	Inexistente	Ep e Chl ta	60,7	0,47	13,6	8,5	0,13	5,06	5,7	1,25	1,99	0,1	0,03	3,27	100,8

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	As	Ba	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Sb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr
FAS-44-85	Sussuarana	Norito	Pl+Hbl	Alta	Inexistente	Na-Pl, Ca-	0	230	17	105	89	64	0	62	5	10	7	22	1,6	1,01	75	19,74	76	5
FAS-38-93	Sussuarana	Norito	Pl+Si	Muito alta	Inexistente	Apatita	13	71	18	109	370	10	0	127	7	11	5	49	2,6	4,68	47	29,39	21	3
FAS-38-91	Sussuarana	Piroxenito	Pl	Muito alta	Média	Apatita	0	172	15	199	1097	15	3	106	9	0	6	26	2,3	4,72	76	25,28	27	2
FC-2935-3	Caraíba	Diopsidito	Di+Pl	Muito Alta	Baixa	Pirrot.+Phl	0	159	85	30	1398	9	3	251	17	0	4	42	16,5	3,16	28	29,29	97	7
FC-2935-2	Caraíba	Piroxenito	Pl+Hbl	Alta	Baixa		0	215	33	59	1010	10	6	61	13	0	12	66	6,4	1,43	114	56,4	77	6
FC-2935-3	Caraíba	Piroxenito	Pl+Di	Muito alta	Muito baix	Clorita	12	52	26	13	249	5	2	72	7	0	3	20	21	1,89	13	21,95	23	13
FC-2935-2	Caraíba	Piroxenito	Pl	Alta	Inexistente	Phl+Cpx	6	171	19	186	159	8	1	96	0	0	7	54	2,3	0,45	58	30,75	50	3
FC-2935-3	Caraíba	Diopsidito	Di+Mc	Muito alta	Inexistente	Grt cont.,	20	76	4	10	38	4	2	12	5	7	0	19	3,8	1,06	8	16,14	11	5
FVE-24-34	Vermelhos	Piroxenito	Hbl+Pl	Alta	Média	Phl+Cpx	20	519	17	240	5305	22	1	137	48	0	7	50	3,9	1,43	87	27,34	34	6
FV-81-179	Vermelhos	Piroxenito	Hbl+Pl	Média	Média		6	751	32	437	7296	28	2	217	54	8	7	68	7,3	1,02	91	17,11	81	4
FVE-24-68	Vermelhos	Norito	Ep+Pl	Alta	Inexistente	Ep e Chl ta	0	52	20	228	39	38	0	42	0	0	6	36	4,1	0,42	34	22,5	77	2

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
FAS-44-85	Sussuarana	Norito	Pl+Hbl	Alta	Inexistente	Na-Pl, Ca-	30,1	39	4,8	19,1	4,2	1,38	4,42	0,68	3,85	0,79	2,05	0,33	2,1	0,31
FAS-38-93	Sussuarana	Norito	Pl+Si	Muito alta	Inexistente	Apatita	29,1	66,4	9,25	42,4	9,8	2,18	10,09	1,33	6,69	1,18	2,81	0,36	1,9	0,25
FAS-38-91	Sussuarana	Piroxenito	Pl	Muito alta	Média	Apatita	22,7	50,9	7,04	31,4	7,9	1,82	8,15	1,1	5,7	1,03	2,53	0,31	1,8	0,23
FC-2935-3	Caraíba	Diopsidito	Di+Pl	Muito Alta	Baixa	Pirrot.+Phl	63,1	115,5	12,05	41,5	7	1,73	6,7	0,99	5,55	1,1	3,06	0,45	2,8	0,38
FC-2935-2	Caraíba	Piroxenito	Pl+Hbl	Alta	Baixa		72,1	159,7	19,88	78,1	14,1	2,37	13,72	1,98	11,05	2,16	6,1	0,9	5,5	0,82
FC-2935-3	Caraíba	Piroxenito	Pl+Di	Muito alta	Muito baix	Clorita	29,9	69,1	8,88	34,6	6,7	1,3	6	0,82	4,45	0,84	2,28	0,36	2,2	0,3
FC-2935-2	Caraíba	Piroxenito	Pl	Alta	Inexistente	Phl+Cpx	22,5	46,4	6,15	24,5	5,5	1,53	5,77	0,93	5,71	1,18	3,42	0,53	3,5	0,52
FC-2935-3	Caraíba	Diopsidito	Di+Mc	Muito alta	Inexistente	Grt cont.,	13,2	34,3	4,63	17,9	4	0,85	3,8	0,55	3,11	0,61	1,62	0,25	1,7	0,25
FVE-24-34	Vermelhos	Piroxenito	Hbl+Pl	Alta	Média	Phl+Cpx	54,3	131	17,8	76	13,1	2,58	10,63	1,3	6,14	1,12	2,87	0,4	2,3	0,33
FV-81-179	Vermelhos	Piroxenito	Hbl+Pl	Média	Média		20,7	42,9	5,44	21,7	4,9	1,44	4,81	0,7	3,49	0,68	1,74	0,3	1,7	0,26
FVE-24-68	Vermelhos	Norito	Ep+Pl	Alta	Inexistente	Ep e Chl ta	16,4	35	4,62	19,9	5,2	1,01	5,97	0,89	5,02	0,92	2,39	0,32	1,8	0,24

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3T	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	V2O5	LOI	Sum
FC-42130	Caraíba	Mc Pl Ep m	Pl+Mc	Muito alta	Média	Mg Ep tarc	61,9	0,7	14,4	6,14	0,06	3,39	4,48	2,93	2,2	0,22	0,03	2,04	98,49
FC-2935-3	Caraíba	Norito	Pl+Mc	Alta	Inexistente		65	0,73	13,8	6,89	0,1	2,54	5,28	2,45	3,11	0,15	0,04	0,18	100,27
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Pl	Média	Alta													1,52	
FAS -38 (1	Sussuaran	Norito	Pl+Fe	Alta	Baixa	Vên. de Si	53,24	0,99	14,99	9,37	0,1	4,11	0	2,67	1,51	0,34		1,97	89,29
FAS-38-67	Sussuaran	Norito	Pl-Phl	Muito alta	Inexistente	Phl pos Pl	57,5	0,38	22,5	3,74	0,05	2,27	3,83	5,37	3,12	0,09	0,02	1,48	100,35
FAS-44-82	Sussuaran	Norito	Pl-Phl	Muito alta	Inexistente	Phl pos Pl	58,3	0,62	16,1	7,83	0,11	4,86	5,93	3,16	2,56	0,209	0,03	1,1	100,809
FAS-44-91	Sussuaran	Phl Pl met	Pl+Phl	Muito alta	Inexistente		65,7	0,6	15	5,84	0,04	2,14	3,55	3,29	1,72	0,211	0,03	0,96	99,081
FAS-38-68	Sussuaran	Gnaisse	Pl	Alta	Inexistente		72,5	0,27	15	2,88	0,04	0,87	3,29	4,12	1,29	0,036	0,02	0,53	100,846
FAS-38-89	Sussuaran	Norito	Pl+Phl	Alta	Baixa		74,3	0,24	10,6	4,54	0,05	3,49	1,6	2,78	1,54	0,012	0,03	0,91	100,092
FAS-38-66	Sussuaran	Phl metan	Pl+Si	Muito alta	Inexistente		75	0,17	13	2,41	0,02	1,03	1,06	3,36	3,3	0,02	0,02	0,8	100,19

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	Ag	As	Ba	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Sb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr
FC-42130	Caraíba	Mc Pl Ep m	Pl+Mc	Muito alta	Média	Mg Ep tarc	0	9	30	18	17	5241	37	0	21	47	0	6	91	20,9	1,23	40	32,96	38	5
FC-2935-3	Caraíba	Norito	Pl+Mc	Alta	Inexistente		0	17	531	9	12	56	3	9	24	3	0	3	33	3,1	1,82	22	25,11	15	2
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Pl	Média	Alta		4	0	43	31	3535	10001	17	0	1128	335	13	9	27	1,9	0,37	581	5,06	31	3
FAS -38 (1	Sussuaran	Norito	Pl+Fe	Alta	Baixa	Vên. de Si	0	6	180	24	54	1075	42	1	52	0	0	0	99	3,1	0,82	109	24,89	70	5
FAS-38-67	Sussuaran	Norito	Pl-Phl	Muito alta	Inexistente	Phl pos Pl	0	9	174	12	11	28	43	2	26	0	0	6	16	12,6	1,41	34	6,29	66	1
FAS-44-82	Sussuaran	Norito	Pl-Phl	Muito alta	Inexistente	Phl pos Pl	0	0	566	18	114	191	45	0	74	0	14	10	74	4,7	1,03	69	21,18	67	5
FAS-44-91	Sussuaran	Phl Pl met	Pl+Phl	Muito alta	Inexistente		0	0	410	14	26	67	41	0	19	0	0	6	47	6	0,71	68	6,42	58	3
FAS-38-68	Sussuaran	Gnaisse	Pl	Alta	Inexistente		0	19	64	7	10	32	19	0	10	4	0	5	11	4,2	0,5	23	2,69	39	0
FAS-38-89	Sussuaran	Norito	Pl+Phl	Alta	Baixa		0	0	172	20	355	1532	32	0	195	9	0	8	7	0,5	0,36	108	1,24	44	2
FAS-38-66	Sussuaran	Phl metan	Pl+Si	Muito alta	Inexistente		0	22	25	6	8	62	16	1	11	4	6	3	12	2,8	0,62	21	1,99	26	1

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
FC-42130	Caraíba	Mc Pl Ep m	Pl+Mc	Muito alta	Média	Mg Ep tarc	116,3	199,3	22	82,8	13,8	3,58	12,4	1,56	7,21	1,25	3,18	0,41	2,6	0,35
FC-2935-3	Caraíba	Norito	Pl+Mc	Alta	Inexistente		30,2	60,7	7,8	31,6	6,7	2,32	6,5	0,95	5,15	0,97	2,72	0,4	2,7	0,4
FC-4398-2	Caraíba	Norito	Pl	Média	Alta		7,2	15,1	1,81	6,7	1,5	0,45	1,48	0,2	1,06	0,21	0,5	0,09	0,6	0,08
FAS -38 (1	Sussuaran	Norito	Pl+Fe	Alta	Baixa	Vên. de Si	40,7	82,6	10,28	44,8	8,9	2,03	7,27	0,92	5,04	1	2,69	0,35	2,1	0,28
FAS-38-67	Sussuaran	Norito	Pl-Phl	Muito alta	Inexistente	Phl pos Pl	45,8	75,1	7,84	26,8	4,2	1,66	3,24	0,38	1,5	0,24	0,51	0,08	0,5	0,07
FAS-44-82	Sussuaran	Norito	Pl-Phl	Muito alta	Inexistente	Phl pos Pl	27,7	59,2	7,59	31,6	6,5	1,7	6,06	0,8	4,31	0,82	2,15	0,32	2	0,28
FAS-44-91	Sussuaran	Phl Pl met	Pl+Phl	Muito alta	Inexistente		32,8	54,8	5,64	19,6	2,7	1,65	2,45	0,31	1,3	0,26	0,57	0,11	0,7	0,11
FAS-38-68	Sussuaran	Gnaisse	Pl	Alta	Inexistente		22	34,9	3,3	10,3	1,5	0,91	1,17	0,14	0,58	0,1	0,17	0	0,2	0
FAS-38-89	Sussuaran	Norito	Pl+Phl	Alta	Baixa		4,7	7,9	0,75	1,7	0,4	0,5	0,35	0	0,25	0	0	0	0,1	0
FAS-38-66	Sussuaran	Phl metan	Pl+Si	Muito alta	Inexistente		19,1	25,9	2,37	7,3	1	0,93	0,85	0,11	0,39	0,07	0,09	0	0,2	0

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3T	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	V2O5	LOI	Sum
FAS-44-78	Sussuaran	Gnaiss	Mc	Muito alta	Inexistente		69,7	0,22	15,2	2,59	0,02	0,7	1,13	3,17	6,69	0,191	0,02	0,14	99,771
FAS-44-98	Sussuaran	Gnaiss	Mc	Alta	Inexistente		70	0,39	14,7	3,7	0,04	1,18	2,42	2,81	4,42	0,184	0,02	0,41	100,274
FAS-44-99	Sussuaran	Pl Mc met	Mc	Muito alta	Inexistente		73,9	0,11	13,8	1,45	0	0,33	0,79	2,96	6,46	0,068	0,01	0,28	100,158
FC-4413-4	Caraíba	Mc Chl Ep	Mc+Ep	Muito alta	Média	Pl,Ep e Chl	61,4	0,69	16,7	4,92	0,05	1,82	3,09	3,28	5,53	0,369	0,03	1,68	99,559
FC-4398-1	Caraíba	Chl Pl Mc r	Mc+Pl	Muito alta	Baixa		68,9	0,77	13,9	4,51	0,06	2,55	1,31	2,72	3,33	0,024	0,02	1,56	99,654
FSCD-001	Surubim	Norito	Mc	Alta	Média		44,7	0,72	19,3	12,8	0,13	8,9	4,45	1,64	3,47	0,081	0,04	2,58	98,811
FVE-24-38	Vermelhos	Norito	Mc	Média	Inexistente	Pirita	51,2	0,68	10,2	12	0,31	15,8	2,65	1,24	2,2	0,14	0,02	3,91	100,35
FVE-24-16	Vermelhos	Norito	Mc	Média	Inexistente	Grt	51,8	1,42	18,2	12,5	0,19	6,59	2,19	1,73	2,57	0,04	0,06	2,28	99,57
FVS-41(28)	Vermelhos	Norito	Si+Mc	Média	Alta	Pl herdado	65,86	0,52	13,44	4,03	0	1,15	0	2,59	7,27	0,21		0,85	95,92
FVE-24-30	Vermelhos	Gnaiss	Mc	Alta	Inexistente		72,3	0,32	14	3,47	0,03	0,84	2,55	3,25	3,36	0,109	0,02	0,74	100,989
FVE-24-60	Vermelhos	Gnaiss	Mc	Muito alta	Inexistente		72,7	0,15	13,6	2,01	0,02	0,41	1,71	2,71	6,47	0,036	0,02	0,2	100,036
FV-81-52	Vermelhos	Gnaiss	Si+Mc	Alta	Inexistente		74,1	0,86	12,8	2,85	0,03	0,76	1,48	2,9	3,95	0,042	0,02	0,62	100,412

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	Ag	As	Ba	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Sb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr
FAS-44-78	Sussuaran	Gnaiss	Mc	Muito alta	Inexistente		0	0	54	6	31	64	22	1	18	7	0	5	9	18	2,86	29	8,14	41	4
FAS-44-98	Sussuaran	Gnaiss	Mc	Alta	Inexistente		0	0	181	8	26	87	32	1	13	5	0	6	24	12	0,67	41	11,78	47	2
FAS-44-99	Sussuaran	Pl Mc met	Mc	Muito alta	Inexistente		0	0	16	3	16	68	8	0	10	9	0	0	7	7	1,08	12	2,61	22	3
FC-4413-4	Caraíba	Mc Chl Ep	Mc+Ep	Muito alta	Média	Pl,Ep e Chl	0	5	104	13	24	7319	9	2	52	65	0	4	64	4,3	0,55	39	23,64	42	2
FC-4398-1	Caraíba	Chl Pl Mc r	Mc+Pl	Muito alta	Baixa		0	27	52	9	12	2224	16	2	13	23	0	6	13	72,3	0,76	35	8,89	45	3
FSCD-001	Surubim	Norito	Mc	Alta	Média		0	19	460	38	173	3334	78	0	296	26	0	10	125	1,1	0,21	142	6,3	108	2
FVE-24-38	Vermelhos	Norito	Mc	Média	Inexistente	Pirita	0	0	266	23	723	18	46	0	575	4	11	7	19	71,1	1,93	45	17,61	139	3
FVE-24-16	Vermelhos	Norito	Mc	Média	Inexistente	Grt	0	9	167	48	525	213	55	6	383	4	17	10	8	6,3	1,34	205	70,33	76	3
FVS-41(28)	Vermelhos	Norito	Si+Mc	Média	Alta	Pl herdado	0	0	167	25	104	10001	18	1	350	0	0	0	13	88,2	1,33	45	12,29	13	3
FVE-24-30	Vermelhos	Gnaiss	Mc	Alta	Inexistente		0	6	43	7	15	37	21	0	22	7	0	3	20	5,7	0,39	43	6,57	34	2
FVE-24-60	Vermelhos	Gnaiss	Mc	Muito alta	Inexistente		0	0	47	5	28	423	4	0	15	11	0	0	37	30,5	0,52	18	3,27	10	2
FV-81-52	Vermelhos	Gnaiss	Si+Mc	Alta	Inexistente		0	0	93	6	12	83	17	0	28	8	0	3	12	58,3	0,79	40	6,79	28	2

Amostra	Depósito	Rocha	Alteração	Intensidad	Mineraliza	Obs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
FAS-44-78	Sussuaran	Gnaiss	Mc	Muito alta	Inexistente		31,9	67,7	8,13	30,7	6,6	1,12	4,88	0,55	1,96	0,29	0,64	0,09	0,5	0,06
FAS-44-98	Sussuaran	Gnaiss	Mc	Alta	Inexistente		36,2	63,8	7,11	26,3	4,8	1,68	4,16	0,54	2,7	0,46	1,06	0,14	0,9	0,11
FAS-44-99	Sussuaran	Pl Mc met	Mc	Muito alta	Inexistente		15,2	26,3	3,08	10,9	2	0,56	1,43	0,16	0,6	0,1	0,13	0	0,2	0
FC-4413-4	Caraíba	Mc Chl Ep	Mc+Ep	Muito alta	Média	Pl,Ep e Chl	66,7	128,5	15,1	58,3	10	2,72	8,61	1,1	5,11	0,92	2,2	0,28	1,6	0,21
FC-4398-1	Caraíba	Chl Pl Mc r	Mc+Pl	Muito alta	Baixa		105,3	187,8	19,07	61,7	7,5	2,18	5,52	0,57	1,94	0,31	0,74	0,12	0,8	0,13
FSCD-001	Surubim	Norito	Mc	Alta	Média		24,3	36,1	4,06	15,2	3,2	2,36	2,82	0,34	1,49	0,25	0,57	0,1	0,6	0,08
FVE-24-38	Vermelhos	Norito	Mc	Média	Inexistente	Pirita	52,8	115,9	13,12	48	7,8	0,55	6,37	0,81	3,78	0,67	1,79	0,27	1,7	0,25
FVE-24-16	Vermelhos	Norito	Mc	Média	Inexistente	Grt	30,6	57,4	6,21	21,9	4,5	1,21	7,44	1,7	12,47	2,58	7,37	1,06	6,8	0,99
FVS-41(28)	Vermelhos	Norito	Si+Mc	Média	Alta	Pl herdado	154,9	323,1	36,21	132,2	19,7	1,54	10,85	1,01	3,53	0,46	1,07	0,09	0,5	0,07
FVE-24-30	Vermelhos	Gnaiss	Mc	Alta	Inexistente		26,6	45,3	5,09	18,7	3,5	1,05	2,86	0,33	1,48	0,25	0,52	0,08	0,4	0,05
FVE-24-60	Vermelhos	Gnaiss	Mc	Muito alta	Inexistente		40,1	83,7	9,54	34,5	5	1,12	3,14	0,3	0,89	0,14	0,21	0	0,2	0
FV-81-52	Vermelhos	Gnaiss	Si+Mc	Alta	Inexistente		86,9	174,7	19,77	72,1	10,3	1,55	6,15	0,58	1,87	0,27	0,59	0,1	0,6	0,08

APÊNDICE E: Resultados das análises de microsonda eletrônica

Micas do Vale do Curaçá

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
FSBC-001 (76,35)	1	0,2	12,144	0,547	13,428	37,052	0	0,033	8,033	0,121	0	0,238	20,128	0,014	0,04	0,162	91,883
FSBC-001 (76,35)	2	0,134	12,582	0,301	14,894	35,671	0	0,055	9,487	0,059	0,045	0,032	15,691	0,202	4,917	0,092	94,022
FSBC-001 (76,35)	3	0,229	12,886	0,36	15,479	35,668	0	0,018	9,402	0,02	0,255	0,137	15,368	0,16	4,993	0,069	94,887
FSBC-001 (76,35)	4	0,109	12,9	0,382	15,254	36,171	0	0,032	9,442	0,043	0,085	0,05	15,791	0,17	4,754	0,116	95,128
FSBC-001 (76,35)	5	0,247	11,744	0,352	14,596	35,081	0	0,001	9,363	0,037	0,103	0,11	16,361	0,205	5,093	0,127	93,264
FSBC-001 (76,35)	6	0,318	12,071	0,281	14,225	34,518	0	0,149	8,336	0,086	0,137	0	15,141	0,228	5,142	0,057	90,552
FSBC-001 (76,35)	7	0,204	12,334	0,365	15,192	36,146	0	0,026	9,473	0,047	0,007	0,046	15,294	0,242	5,26	0,167	94,638
FSBC-001 (76,35)	8	0,215	12,259	0,278	15,05	36,004	0	0,034	9,488	0,037	0,18	0,046	15,253	0,247	5,62	0,02	94,606
PG-103-H	1	0,151	13,357	0,437	13,301	36,064	0	0,01	9,471	0,112	0	0,009	14,751	0,119	5,506	0,181	93,26
PG-103-H	2	0,128	12,116	0,243	13,269	34,686	0	0,074	8,789	0,095	0,134	0,018	15,62	0,113	6,217	0,15	91,529
PG-103-H	3	0,066	13,552	0,343	13,61	36,237	0	0	9,399	0,139	0	0,091	15,077	0,086	5,935	0,27	94,63
PG-103-H	4	0,067	13,37	0,369	13,482	36,335	0	0,013	9,506	0,098	0	0,032	14,312	0,073	5,659	0,212	93,351
PG-103-H	5	0,134	13,709	0,406	13,677	35,921	0	0,002	9,437	0,113	0	0	15,018	0,111	5,614	0,216	94,161
PG-103-H	6	0,113	13,157	0,287	13,655	36,708	0	0,043	9,444	0,105	0,082	0,114	15,6	0,097	6,274	0,215	95,749
PG-103-H	7	0,144	12,355	0,276	13,445	36,082	0	0,033	9,574	0,068	0,024	0	15,179	0,104	7,263	0,3	94,716
PG-103-H	8	0,141	12,667	0,394	12,815	33,966	0	0,025	9,1	0,082	0	0	14,952	0,028	5,247	0,158	89,39
PG-103-H	9	0,067	10,877	0,122	13,535	34,73	0	0,064	8,513	0,138	0,019	0,096	18,789	0,124	5,754	0,249	92,995
PG-103-H	10	0,079	13,414	0,387	13,67	35,849	0	0,003	9,702	0,096	0	0,005	14,663	0,071	5,845	0,264	93,863
PG-103-H	11	0,136	13,203	0,289	13,489	36,496	0	0	9,399	0,142	0,005	0	15,78	0,069	6,799	0,294	95,947

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
PG-103-E	5	0,235	15,32	0,279	15,593	37,411	0	0,027	8,764	0,069	1,08	0,198	13,206	0,14	3,639	0,1	95,928
PG-103-E	6	0,325	16,614	0,375	15,626	37,277	0	0,009	8,837	0,171	0,957	0,166	11,404	0,149	3,045	0,043	94,801
PG-103-E	7	0,509	14,689	0,308	14,498	36,747	0	0,022	9,01	0,245	0,731	0,295	14,025	0,227	2,704	0,146	93,971
PG-103-E	8	0,225	16,621	0,322	15,371	37,761	0	0,028	9,259	0,098	0,82	0,333	11,137	0,123	2,488	0,116	94,544
PG-103-E	9	0,846	16,795	0,458	14,639	35,221	0	0,07	8,14	0,522	0,831	0,124	13,051	0,213	1,93	0,005	92,534
PG-103-E	10	0,562	14,687	0,369	13,211	33,266	0	0,199	8,426	0,311	0,71	0,189	11,267	0,196	2,677	0,044	85,889
PG-103-E	11	0,199	15,091	0,214	14,25	34,617	0	0,029	9,194	0,081	1,056	0,251	10,982	0,213	3,332	0,06	89,461
PG-103-E	12	0,306	16,458	0,415	15,802	37,174	0	0,025	9,246	0,099	1,028	0,185	10,908	0,272	2,844	0,103	94,668
PG-103-E	13	0,141	16,259	0,39	15,809	36,898	0	0,014	9,337	0,073	1,077	0,231	11,224	0,188	3,232	0,109	94,802
PG-103-E	14	0,143	16,005	0,388	15,758	36,965	0	0,028	9,167	0,092	0,987	0,267	11,607	0,159	2,953	0,02	94,355
PG-103-E	15	0,312	16,512	0,51	15,24	37,082	0	0,007	9,036	0,082	0,913	0,148	10,697	0,152	2,911	0,044	93,412
PG-103-E	16	0,317	16,842	0,332	15,852	38,197	0	0,003	9,158	0,09	1,062	0,171	11,56	0,08	3,089	0,1	96,693
PG-103-E	17	0,338	15,842	0,367	15,993	37,08	0	0,079	8,79	0,162	0,761	0,268	11,716	0,23	2,843	0,114	94,391
PG-103-E	18	0,244	16,822	0,364	15,498	37,207	0	0,042	9,121	0,101	0,891	0,217	11,063	0,229	2,114	0,07	93,807
PG-103-E	19	0,325	16,967	0,476	14,918	37,719	0	0,001	8,995	0,09	0,798	0,157	11,412	0,188	2,238	0,05	94,114
PG-103-E	20	0,323	17,527	0,427	15,214	37,536	0	0,004	9,157	0,094	0,517	0,171	10,286	0,177	2,633	0,091	93,956
PG-103-E	21	0,339	17,22	0,378	14,854	36,779	0	0	8,472	0,039	0,649	0,272	10,945	0,203	2,778	0,105	92,865

Apatitas do Vale do Curaçá

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
FSBC-001 (76,35)	1	0,07	0,031	4,098	0	0,133	41,86	52,302	0,006	0,127	0,123	0	0,125	0,026	0	0,043	97,19
FSBC-001 (76,35)	2	0,026	0,018	4,715	0	0,06	42,028	52,298	0,014	0,048	0	0,051	0,096	0,038	0	0,092	97,488
FSBC-001 (76,35)	3	0,048	0	6,489	0	0,072	41,186	52,48	0,019	0,068	0	0,009	0,109	0,001	0,07	0,038	97,842
FSBC-001 (76,35)	4	0,111	1,388	3,58	1,31	2,37	38,016	47,328	0,035	0,092	0	0,069	2,564	0,052	0	0,148	95,535
FSBC-001 (76,35)	5	0,046	0	4,906	0	0,105	41,4	52,435	0,049	0,135	0,022	0,051	0,071	0	0,044	0,037	97,205
PG-103-H	1	0,1	0,06	3,662	0,003	0,518	39,874	50,471	0,024	0,216	0,012	0	0,043	0	0	0,094	93,486
FLM-41 (42,60)	1	0,063	0,046	3,121	0,007	0,285	41,302	53,813	0	0,325	0	0	0,011	0,032	0,06	0,039	97,717
FLM-41 (42,60)	2	0,143	1,905	3,545	0,899	3,54	37,73	48,02	0,046	0,318	0,058	0,028	2,295	0,061	0	0,068	97,091
FLM-41 (42,60)	3	0,035	0,045	3,652	0,004	0,227	41,552	53,543	0	0,312	0	0	0,149	0,038	0	0,129	98,078
FLM-41 (42,60)	4	0,081	0,015	3,816	0,002	0,28	41,963	53,945	0	0,343	0,044	0,046	0,212	0	0	0,004	99,067
FLM-41 (42,60)	5	0,069	0,023	3,005	0,013	0,146	42,657	53,521	0,013	0,305	0	0,06	0,122	0,047	0	0,04	98,687
FTS-16 (203,50)	1	0,055	0,039	3,798	0	0,096	42,825	53,764	0,004	0,037	0,055	0	0,062	0,061	0	0,105	99,294
FTS-16 (203,50)	2	0,059	0,033	4,192	0	0,029	42,275	54,046	0,015	0,065	0,021	0	0,057	0	0,079	0,069	99,16
FTS-16 (203,50)	3	0,036	0,05	3,455	0	0,026	42,014	53,38	0,005	0,068	0	0,037	0,116	0	0,052	0,067	97,836
CAR-PG-02-B	1	0,081	0,016	3,218	0,014	0,125	40,486	54,271	0	0,153	0,068	0	0,156	0	0	0,061	97,259
CAR-PG-02-B	2	0,079	0,037	3,778	0	0,13	41,311	53,5	0	0,185	0,055	0	0,253	0,02	0,07	0,046	97,831
CAR-PG-02-B	3	0,128	0,041	4,059	0,017	0,145	41,438	54,288	0,014	0,211	0	0,06	0,138	0	0	0,09	98,872
FAS-38 (93,10)	1	0,158	0,57	2,278	0,318	1,434	40,367	51,214	0,026	0,102	0	0,014	0,749	0	0	0,163	96,411
FAS-38 (93,10)	2	0,101	0,024	2,481	0,019	0,055	41,866	52,355	0	0,086	0	0	0,065	0	0,11	0,055	96,153
FAS-38 (93,10)	3	0,057	0,014	2,589	0	0,061	42,576	53,795	0,028	0,091	0	0	0,192	0	0	0,055	98,347
FAS-38 (93,10)	4	0,063	0,035	2,41	0,031	0,097	42,208	54,242	0,019	0,073	0,158	0	0,082	0,031	0	0,008	98,426
FAS-38 (93,10)	5	0,052	0,041	1,928	0	0,097	42,526	54,369	0	0,058	0,025	0	0,101	0,034	0	0,032	98,438
FAS-38 (93,10)	6	0,214	0,022	2,218	0,026	0,06	42,16	53,512	0,027	0,131	0,001	0	0,117	0	0,025	0,062	97,611

Micas Riacho Seco

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
BR-10 (86,90)	1	0,181	1,808	0	30,115	47,628	0	0,088	10,531	0,015	0,075	0	2,834	0,016	0	0	93,288
LM-19 (39,12)	1	0,18	12,525	0,246	14,973	31,621	0	0	9,063	0,063	0	0,615	16,072	0,08	2,794	0,082	88,196
LM-19 (39,12)	2	0,233	12,96	0,229	15,385	35,003	0	0,042	9,089	0,059	0,043	0,106	16,456	0,067	2,492	0,251	92,306
LM-19 (39,12)	3	0,281	12,984	0,224	15,309	35,898	0	0	9,275	0,058	0,106	0,152	15,867	0,006	2,894	0,242	93,189
LM-19 (39,12)	4	0,273	13,008	0,296	15,211	36,176	0	0,027	9,27	0,06	0,085	0,046	15,643	0,086	2,808	0,174	93,024
LM-10 (56,73)	1	0,128	13,148	0,187	15,51	32,02	0	0	9,841	0,075	0,192	0	14,76	0,072	1,451	0,278	87,566
LM-10 (56,73)	2	0,157	13,569	0,266	15,845	33,8	0	0,052	9,709	0,069	0,106	0,018	15,174	0,025	1,42	0,151	90,233
LM-10 (56,73)	3	0,136	13,596	0,275	15,911	35,831	0	0	9,614	0,073	0,02	0,041	15,137	0,023	1,319	0,193	92,037
LM-10 (56,73)	4	0,168	13,491	0,091	15,702	35,804	0,03	0,025	9,877	0,048	0,159	0	15,844	0,045	1,311	0,216	92,762
LM-10 (56,73)	5	0,137	13,461	0,124	15,838	35,613	0	0	9,738	0,068	0	0	14,567	0,129	1,437	0,279	91,324
LM-10 (56,73)	6	0,123	13,075	0,1	15,902	36,859	0	0,005	9,93	0,075	0,128	0	14,671	0	1,668	0,137	92,614
LM-10 (56,73)	7	0,096	13,554	0,101	15,837	36,584	0	0,013	9,586	0,045	0,022	0,028	15,091	0,049	1,393	0,161	92,507
LM-10 (56,73)	8	0,105	13,671	0,114	16,091	37,336	0	0,005	10,002	0,079	0,181	0,083	14,548	0,041	1,172	0,249	93,611
LM-10 (56,73)	9	0,11	13,323	0,129	15,779	36,736	0	0,056	9,789	0,063	0,139	0	14,972	0,051	1,268	0,204	92,551
LM-10 (56,73)	10	0,147	13,565	0,179	15,586	36,966	0	0,014	9,903	0,049	0,052	0	14,976	0,069	1,284	0,235	92,939
LM-10 (56,73)	11	0,185	13,48	0,166	15,924	37,093	0	0,065	9,636	0,13	0,181	0,009	15,547	0,008	1,257	0,161	93,743
LM-10 (56,73)	12	0,136	13,995	0,214	16,016	36,997	0	0,019	9,943	0,05	0,031	0	14,703	0,012	1,219	0,16	93,394
LM-10 (56,73)	13	0,107	13,796	0,165	15,901	37,534	0	0,006	9,629	0,075	0,148	0,101	15,853	0,035	1,104	0,24	94,608
LM-10 (56,73)	14	0,064	13,893	0,197	15,569	37,537	0	0,011	9,628	0,041	0,126	0,027	15,407	0,019	1,166	0,286	93,879
LM-10 (56,73)	15	0,053	13,258	0,163	16,244	36,818	0	0,058	9,872	0,024	0,021	0,046	15,162	0	1,422	0,287	93,354
LM-10 (56,73)	16	0,131	13,901	0,189	15,613	36,995	0	0,05	9,59	0,07	0,084	0	14,914	0,079	1,455	0,196	93,171
LM-10 (56,73)	17	0,182	13,5	0,137	15,426	36,936	0	0,051	9,14	0,066	0,148	0,119	15,539	0,108	1,207	0,195	92,681
LM-10 (56,73)	18	0,194	13,039	0,228	15,398	36,533	0	0,044	9,536	0,162	0,137	0,137	15,115	0,05	1,239	0,238	91,917
LM-19 (44,92)		0,07	20,502	0	18,362	27,112	0	0,031	0,019	0,079	0,635	0,014	16,162	0,101	0,126	0,16	83,355

Anfibólios Riacho Seco

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
LM-19 (43)	15	0,858	17,917	0	5,439	53,233	0	11,873	0,128	0,083	0	0	8,939	0,049	0,36	0,132	98,992
LM-19 (43)	16	0,643	17,309	0	4,882	51,193	0	11,82	0,121	0,001	0	0,125	8,708	0,021	0,284	0,056	95,163
LM-19 (43)	17	0,668	17,219	0,055	5,304	51,53	0	11,923	0,114	0,03	0,01	0,019	9,098	0,009	0,268	0,111	96,328
LM-10 (56)	1	0,976	11,811	0,088	10,675	43,116	0	11,992	1,189	0,05	0	0,083	13,615	0,044	0,217	0,312	94,12
LM-10 (56)	2	1,052	12,678	0,03	9,442	45,016	0	11,83	0,826	0,033	0,216	0,014	13,072	0,073	0,427	0,399	95,088
LM-10 (56)	3	0,758	12,509	0,015	8,664	44,362	0	11,75	0,837	0,022	0,053	0,042	13,124	0,008	0,29	0,382	92,805
LM-10 (56)	4	0,929	12,677	0	8,437	45,019	0	11,669	0,79	0,058	0,066	0,065	12,437	0,032	0,258	0,316	92,74
LM-10 (56)	5	0,9	11,697	0,004	10,106	43,952	0	11,741	1,069	0,03	0,019	0	13,148	0,088	0,371	0,352	93,468
LM-10 (56)	6	0,945	11,347	0,02	8,698	42,798	0	11,409	1,033	0,094	0,158	0	13,576	0	0,265	0,415	90,729
LM-10 (56)	7	0,895	8,695	0	8,043	38,259	0	10,154	1,08	0,33	0,172	0,087	11,711	0,078	0,25	0,325	80,005
LM-10 (56)	8	1,186	12,028	0,028	10,652	44,834	0	11,982	1,077	0,102	0,01	0,078	13,904	0,101	0,62	0,347	96,914
LM-10 (56)	9	0,943	12,322	0,009	8,772	44,266	0	11,578	0,917	0,296	0,16	0	13,166	0,056	0,362	0,277	93,053
LM-10 (56)	10	0,991	12,574	0	9,19	45,938	0	11,949	0,931	0,105	0,142	0	13,345	0,055	0,378	0,258	95,832
LM-10 (56)	11	0,961	11,702	0,095	8,932	44,803	0	11,76	0,957	0,22	0,118	0	13,271	0,008	0,249	0,389	93,375
LM-10 (56)	12	1,07	13,229	0	9,183	46,876	0	12,17	0,808	0,048	0,054	0,055	13,006	0	0,37	0,303	97,161
LM-10 (56)	13	1,08	11,468	0,01	10,679	44,098	0	11,944	1,161	0,05	0	0	13,979	0,021	0,322	0,409	95,206
LM-10 (56)	14	0,883	12,058	0	8,512	44,292	0	11,634	0,868	0,044	0,054	0	12,635	0,1	0,338	0,42	91,828
LM-10 (56)	15	1,057	12,005	0,004	10,355	44,883	0	11,577	0,986	0,042	0,085	0,032	12,77	0,003	0,185	0,406	94,379
LM-10 (56)	16	0,996	12,008	0,052	10,579	45,785	0	11,94	1,066	0,065	0	0,005	13,418	0,089	0,201	0,271	96,438
LM-10 (56)	17	0,984	10,984	0,052	10,574	42,808	0	11,243	1,286	0,053	0,056	0	12,947	0,004	0,338	0,26	91,555
LM-10 (56)	18	0,907	13,084	0	8,694	47,428	0	11,903	0,746	0,051	0,075	0,009	13,104	0,046	0,314	0,4	96,749

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
BR-10 (89,	1	1,155	11,284	0,103	8,472	40,658	0	11,582	0,746	0,015	0,322	0	16,404	0,052	0,511	0,368	91,626
BR-10 (89,	2	1,256	11,271	0,007	8,489	41,48	0	11,21	0,666	0,025	0,311	0,014	16,282	0	0,509	0,513	92,024
BR-10 (89,	3	1,019	12,223	0,049	7,551	44,651	0	11,931	0,648	0,022	0	0	14,697	0,008	0,325	0,416	93,514
BR-10 (89,	4	1,14	12,158	0,104	7,677	45,809	0	10,894	0,621	0,022	0	0	14,737	0,057	0,317	0,479	93,966
BR-10 (89,	5	1,202	11,969	0	7,959	45,574	0	10,855	0,575	0,031	0,137	0,042	15,45	0,033	0,308	0,475	94,603
BR-10 (89,	6	1,182	12,375	0,022	7,992	46,587	0	11,306	0,63	0	0,212	0,014	15,023	0,056	0,316	0,379	96,085
BR-10 (89,	7	1,286	11,994	0,047	8,277	46,117	0	10,878	0,666	0,031	0,088	0	14,796	0,005	0,259	0,462	94,879
BR-10 (89,	8	1,05	12,593	0,2	7,444	46,954	0	11,415	0,516	0,012	0,067	0	14,483	0	0,292	0,396	95,335
BR-10 (86,	9	0,269	18,615	0,034	2,492	54,499	0	12,662	0,133	0,009	0,011	0,046	8,001	0,04	0,065	0,29	97,15
BR-10 (86,	10	0,822	15,971	0	6,201	50,575	0	12,498	0,467	0,013	0	0	9,868	0,036	0,251	0,25	96,949
BR-10 (86,	11	0,468	16,712	0	4,891	52,218	0	12,513	0,362	0,026	0	0	9,006	0,018	0,219	0,242	96,669
BR-10 (86,	12	0,359	18,121	0,042	2,561	54,626	0	12,704	0,155	0,139	0	0,092	8,16	0,024	0	0,292	97,226
BR-10 (86,	13	0,566	16,918	0	4,35	52,882	0	12,618	0,274	0,039	0,031	0,079	9,131	0,047	0,105	0,238	97,269
BR-10 (86,	14	0,684	16,344	0,031	5,64	51,083	0	12,198	0,382	0	0,022	0,032	9,526	0,065	0,214	0,235	96,443
BR-10 (86,	15	0,649	16,485	0,026	5,509	51,348	0	12,144	0,412	0,024	0,085	0,122	9,004	0,081	0,302	0,237	96,412
LM-19 (39,	1	1,34	10,524	0,001	12,504	39,19	0	11,542	0,953	0,042	0,033	0,07	14,582	0,06	0,738	0,356	91,926
LM-19 (39,	2	1,423	10,657	0,004	12,149	40,557	0	11,776	1,193	0,018	0,065	0	13,244	0,178	0,496	0,322	92,076
LM-19 (39,	3	1,42	10,511	0,146	12,77	41,079	0	11,188	0,967	0,042	0,087	0	13,316	0,017	0,715	0,3	92,488
LM-19 (39,	4	1,261	10,244	0,068	12,714	40,033	0	11,452	1,208	0,021	0	0,023	13,644	0,138	0,691	0,324	91,787
LM-19 (39,	5	1,355	10,499	0,009	12,887	42,185	0	11,226	1,074	0,038	0	0,107	13,547	0,064	0,674	0,285	93,937
LM-19 (39,	6	1,428	10,682	0,11	12,725	42,769	0	11,486	1,019	0,046	0,002	0,028	14,535	0,037	0,688	0,381	95,88
LM-19 (39,	7	1,218	10,352	0,01	13,08	41,641	0	11,699	1,227	0,021	0,052	0,135	15,315	0,039	0,964	0,229	95,973
LM-19 (39,	8	1,398	10,35	0,026	13,221	42,224	0	11,737	1,305	0,036	0	0	15,037	0,058	0,851	0,276	96,5
LM-19 (39,	9	1,405	10,277	0,071	13,338	42,038	0	11,596	1,112	0,068	0	0	15,177	0,055	0,801	0,32	96,213
LM-19 (39,	10	1,252	10,187	0,088	12,981	41,757	0	12,06	1,267	0,042	0	0	14,786	0	0,824	0,31	95,508
LM-19 (44,	11	1,364	14,152	0,006	9,277	47,588	0	9,483	0,25	0,034	0,077	0,019	11,464	0,07	0,569	0,258	94,6

Calcopiratas de Riacho Seco

Amostra	Ponto	As	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
BR-10 (89,10)	1	0	0,126	0	0,021	30,827	33,56	0,078	0,011	0,005	29,49	0,03	0	0,053	0	0,006	0	0	94,207
BR-10 (89,10)	2	0	0	0	0,039	33,43	33,896	0,054	0	0	29,149	0,061	0	0,088	0	0,002	0	0,019	96,738
LM-19 (39,12)	1	0	0	0	0	33,162	34,409	0,203	0	0,02	29,022	0,057	0	0,062	0,062	0,047	0	0	97,044
LM-19 (39,12)	2	0	0,087	0	0,008	32,219	33,401	0,097	0	0,01	28,72	0,061	0,01	0,011	0	0,007	0	0	94,631
LM-19 (44,92)	1	0	0	0	0,012	32,318	33,242	0,037	0,021	0,028	28,693	0,042	0,015	0,073	0	0,053	0,024	0,012	94,57
LM-19 (44,92)	2	0	0,079	0	0,012	30,415	32,217	0,162	0,002	0,007	28,536	0,052	0	0,05	0	0,002	0	0	91,534
LM-19 (44,92)	3	0	0,064	0	0,095	32,514	34,189	0,168	0	0,023	29,038	0,006	0,03	0,019	0	0,027	0	0,004	96,177
LM-19 (44,92)	4	0	0,045	0	0,011	33,543	34,738	0,088	0	0,042	28,672	0,069	0,019	0,017	0	0,006	0	0	97,25
LM-19 (44,92)	5	0	0,008	0	0,003	33,024	33,912	0,164	0	0	28,568	0,05	0,046	0,028	0	0,026	0	0	95,829
LM-19 (43,50)	1	0	0	0	0	34,566	34,545	0,024	0	0	29,201	0,032	0	0,045	0	0	0	0	98,413
LM-19 (43,50)	2	0	0	0	0,022	33,661	34,334	0,117	0	0	29,085	0,049	0	0	0	0,009	0	0	97,277
LM-19 (43,50)	3	0	0,021	0	0	34,44	34,681	0,082	0	0	29,237	0,036	0,018	0	0,005	0,031	0	0,013	98,564
LM-19 (43,50)	4	0	0,042	0	0	33,412	34,817	0,148	0,08	0,032	29,158	0,104	0,015	0,008	0	0,006	0	0,019	97,841
LM-19 (43,50)	5	0	0,074	0	0,033	33,118	34,636	0,097	0	0	29,466	0,018	0	0,108	0,053	0,023	0	0	97,626
LM-19 (43,50)	6	0	0,079	0	0	32,874	34,472	0,123	0	0	28,987	0,071	0	0,033	0	0,023	0	0,023	96,685
LM-19 (43,50)	7	0	0,039	0	0,042	32,19	33,196	0,108	0	0,005	28,398	0,001	0,003	0,025	0	0,02	0	0,018	94,045
LM-19 (43,50)	8	0	0,096	0	0,039	33,355	34,051	0,193	0	0,026	29,181	0	0	0,046	0	0,002	0	0	96,989
LM-19 (43,50)	9	0	0,114	0	0,008	33,522	34,572	0,062	0	0,003	28,92	0,019	0,015	0	0	0,006	0	0,001	97,242

Bornitas de Riacho Seco

Amostra	Ponto	As	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
LM-19 (39)	1	0	0,127	0	0	62,851	25,374	0,015	0,005	0	10,817	0,015	0	0	0,035	0,031	0	0	99,27
LM-19 (39)	2	0	0,023	0	0,062	62,045	25,097	0,142	0	0	10,65	0,014	0	0,029	0,003	0,051	0	0,004	98,12
LM-19 (39)	3	0	0,006	0	0	63,329	25,479	0,101	0	0	10,737	0,008	0	0,045	0	0,02	0	0,015	99,74
LM-19 (39)	4	0	0,179	0	0,07	63,129	24,815	0,065	0	0	10,474	0,033	0	0,027	0	0,03	0	0,001	98,823
LM-19 (39)	5	0	0,138	0	0,035	62,962	24,904	0,088	0,06	0	10,597	0	0	0,077	0	0,016	0	0	98,877
LM-19 (39)	6	0	0,07	0	0,023	62,186	25,128	0,12	0	0	10,844	0,037	0,034	0,031	0	0,042	0,054	0,012	98,581
LM-19 (39)	7	0	0,037	0	0,07	63,68	25,38	0,037	0	0,032	11,116	0	0	0,031	0	0,046	0	0	100,429
LM-19 (44)	1	0	0,029	0	0,007	61,9	24,554	0,041	0,028	0	10,12	0	0,026	0,017	0,023	0,046	0	0,001	96,792
LM-19 (44)	2	0	0	0	0,084	62,036	25,618	0,151	0,019	0	11,182	0,004	0	0,03	0	0,06	0	0	99,184
LM-19 (44)	3	0	0,035	0	0,013	63,381	25,389	0,114	0	0,019	10,932	0,02	0,014	0	0	0,049	0	0,001	99,967
LM-19 (44)	4	0	0,001	0	0,049	62,266	25,213	0,11	0,029	0	10,808	0,023	0	0,042	0	0,041	0	0,012	98,594
LM-19 (44)	5	0	0,029	0	0,068	64,219	25,186	0,12	0	0,024	10,698	0,023	0	0,016	0	0,021	0	0	100,404
LM-19 (44)	6	0	0,019	0	0,036	62,72	25,159	0,016	0	0,048	10,786	0,014	0	0	0,033	0,041	0	0	98,872
LM-19 (43)	1	0	0,037	0	0,034	63,113	25,343	0,126	0	0,013	11,356	0,028	0	0,029	0	0,048	0	0	100,127
LM-19 (43)	2	0	0,107	0	0,044	64,002	25,487	0,056	0,027	0,016	10,582	0,024	0	0,061	0	0,079	0	0	100,485
LM-19 (43)	3	0	0	0	0,021	64,822	25,617	0	0,104	0	11,055	0,011	0,01	0,074	0,05	0,062	0	0	101,826
LM-19 (43)	4	0	0	0	0,007	62,492	25,857	0,022	0	0,013	11,104	0,001	0,003	0,066	0	0,024	0	0	99,589
LM-19 (43)	5	0	0	0	0,048	63,753	25,422	0,107	0,263	0,014	10,89	0	0,021	0	0	0,067	0	0	100,585
LM-19 (43)	6	0	0,061	0	0,136	63,3	25,494	0,105	0,189	0,006	10,918	0,017	0,001	0,017	0,008	0,029	0	0	100,281
LM-19 (43)	7	0	0	0	0,059	62,688	25,205	0,025	0,072	0,007	10,837	0,03	0	0,059	0,009	0,032	0	0,012	99,035
LM-19 (43)	8	0	0	0	0,066	63,934	25,479	0,071	0,109	0	10,794	0,03	0	0,045	0	0,064	0	0	100,592
LM-19 (43)	9	0	0	0	0,041	63,735	25,231	0,127	0,076	0	11,08	0	0,061	0,109	0	0,038	0	0,004	100,502
LM-19 (43)	10	0	0	0	0,015	64,43	25,186	0,118	0,003	0,001	10,965	0,007	0,025	0,065	0	0,06	0	0,005	100,88
LM-19 (43)	11	0	0,021	0	0,057	59,958	24,679	0,254	0,068	0,033	11,877	0,045	0	0,01	0	0,021	0	0	97,023
LM-19 (43)	12	0	0,028	0	0	62,957	25,344	0,06	0	0	11,003	0,027	0	0,052	0,01	0,068	0	0	99,549

Micas de Serrote da Laje

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
0272 (193,1)	1	0,291	16,163	0,173	15,477	37,682		0,013	9,051	0,411	0,16	0,182	11,366	0,019	3,84	0,062	94,724
0272 (193,2)	2	0,301	15,32	0,258	15,016	37,021		0,086	8,946	0,289	0,318	0,15	11,536	0,158	3,767	0,035	93,027
0272 (193,3)	3	0,341	15,599	0,139	15,394	37,128		0,033	8,783	0,173	0,053	0,354	11,227	0,151	4,179	0,021	93,477
0293 (231,1)	1	0,678	17,286	0,662	15,611	37,966	0	0,051	8,489	0,6	0,12	0,433	11,483	0,09	2,209	0,046	95,31
0293 (231,2)	2	0,469	16,683	0,604	15,998	37,919	0	0,016	8,5	0,613	0,139	0,268	11,247	0,025	2,435	0,021	94,545
0293 (231,3)	3	0,52	17,091	0,556	16,138	37,448	0,013	0,017	8,571	0,555	0,204	0,268	10,894	0,055	2,214	0	94,185
0293 (231,4)	4	0,575	16,743	0,451	16,11	37,785	0	0,003	8,269	0,618	0,368	0,286	11,827	0,03	2,637	0,023	95,396
0293 (231,5)	5	0,523	16,85	0,528	16,063	37,627	0	0	8,605	0,569	0,197	0,24	11,649	0,07	2,246	0,029	94,846
0293 (231,6)	6	0,552	16,369	0,447	16,174	38,051	0	0,023	8,606	0,649	0,171	0,309	11,798	0,091	2,075	0,063	95,044
0293 (231,7)	7	0,549	16,351	0,527	15,853	37,125	0	0	8,532	0,648	0,184	0,323	12,216	0,067	2,208	0,06	94,275
0293 (231,8)	8	0,527	16,562	0,589	16,273	37,402	0	0,013	8,659	0,616	0,269	0,36	11,781	0,084	2,311	0,02	95,079
0293 (231,9)	9	0,324	16,676	0,611	16,349	37,208	0	0	8,998	0,638	0,278	0,221	11,624	0,11	2,036	0,076	94,748
0293 (231,10)	10	0,47	16,715	0,55	16,054	37,658	0	0	8,647	0,57	0,02	0,175	12,097	0,128	1,805	0,061	94,589
0293 (231,11)	11	0,377	16,69	0,442	16,164	37,944	0	0	8,472	0,63	0,281	0,263	11,937	0,093	1,879	0,031	94,875
0293 (231,12)	12	0,641	16,496	0,466	16,092	37,143	0	0,037	8,595	0,658	0,095	0,387	11,397	0,09	1,804	0,075	93,632
0293 (231,13)	13	0,468	16,37	0,51	16,253	37,171	0	0	8,796	0,616	0,251	0,175	11,722	0,086	1,659	0	93,723
0272 (238,1)	1	0,675	13,947	0,513	15,045	36,595	0	0,005	8,31	1,013	0,924	0,166	14,44	0,309	2,643	0,014	94,154
0272 (123,1)	1	0,391	16,149	0,978	15,904	36,334	0	0,028	9,087	0,529	0,126	0,213	11,355	0,065	3,103	0,013	93,744
0272 (123,2)	2	0,414	15,612	0,845	15,648	36,599	0,002	0,031	9,416	0,536	0,138	0,125	10,87	0,103	3,55	0,095	93,507
0272 (123,3)	3	0,356	15,431	0,836	15,96	36,635	0	0	9,404	0,596	0,055	0,147	12,311	0,146	3,465	0,048	94,904
0272 (123,4)	4	0,421	15,747	0,88	16,057	36,512	0	0,001	9,304	0,526	0,083	0,29	11,882	0,1	3,379	0,046	94,738
0272 (123,5)	5	0,423	15,829	0,911	16,027	36,317	0	0,014	9,186	0,512	0,094	0,267	12,008	0,127	3,154	0,051	94,42
0293 (424,1)	1	0,205	11,858	0,866	14,934	36,698	0	0,044	9,068	0,717	0,66	0,241	18,106	0,225	2,647	0,048	95,79
0293 (424,2)	2	0,345	12,361	0,821	14,382	36,566	0	0,023	8,947	0,679	0,648	0,179	17,499	0,244	2,863	0,072	95,13
0293 (424,3)	3	0,389	11,863	0,781	15,001	36,367	0	0,038	8,614	0,665	0,514	0,223	17,65	0,321	2,959	0,08	94,986
0293 (424,4)	4	0,425	12,208	0,786	14,917	36,238	0	0,023	8,864	0,656	0,451	0,25	17,42	0,12	2,648	0,029	94,556

Anfibólios Serrote da Laje

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
0272 (193,28)	1	0,022	20,718	0	3,462	47,326		0,186	0,013	0,005	0	0,064	19,35	0,007	0,072	0,361	91,585
0272 (193,28)	2	0	22,09	0	3,48	51,301		0,171	0	0,004	0,124	0,014	19,765	0	0,08	0,377	97,405
0293 (235,18)	1	1,534	18,548	0	15,981	43,964		0,556	0,007	0,091	0,305	0,201	13,576	0	0,355	0,317	95,414
0293 (235,18)	2	1,435	18,077	0	16,891	43,924		0,657	0,023	0,09	0,108	0,187	14,208	0,024	0,161	0,329	96,094
0293 (235,18)	3	1,602	17,869	0	17,95	43,412		0,547	0,144	0,086	0,241	0,183	13,588	0,033	0,395	0,326	96,357
0293 (235,18)	4	1,691	18,176	0	17,113	43,503		0,657	0	0,095	0,265	0,119	13,2	0,107	0,395	0,264	95,564
0293 (231,50)	1	1,223	17,199	0,15	12,579	45,951	0	0,365	0,024	0,086	0,181	0,194	17,991	0,076	0,292	0,419	96,648
0293 (231,50)	2	1,16	18,261	0,027	9,512	47,889	0	0,519	0,009	0,076	0,085	0,24	17,245	0	0,268	0,304	95,567
0293 (231,50)	3	1,415	17,196	0,167	12,623	46,101	0	0,584	0,033	0,141	0,041	0,222	17,662	0	0,349	0,574	97,006
0293 (231,50)	4	1,318	17,983	0,2	11,185	46,737	0	0,407	0,017	0,125	0,254	0,12	17,059	0,066	0,317	0,271	95,947
0293 (231,50)	5	1,409	17,35	0,194	12,285	46,124	0	0,382	0,01	0,114	0,178	0,152	16,684	0,007	0,268	0,379	95,428
0272 (282,97)	1	0,788	16,204	0	6,206	42,305	0	11,957	0,179	0,154	0,132	0,205	8,476	0	0,361	0,175	87,107
0272 (282,97)	2	0,943	15,714	0	6,977	42,719	0	12,197	0,264	0,138	0,405	0,005	9,587	0	0,535	0,438	89,891
0272 (282,97)	3	0,538	18,083	0	4	48,773	0	11,568	0,086	0,091	0,142	0,037	7,624	0,023	0,235	0,261	91,44
0272 (282,97)	4	0,905	16,033	0	7,113	46,737	0	11,375	0,254	0,218	0,218	0,135	8,902	0	0,494	0,246	92,581
0272 (282,97)	5	0,625	16,933	0	5,457	48,526	0	11,188	0,14	0,109	0,251	0,084	7,971	0,013	0,268	0,25	91,79
0272 (282,97)	6	0,604	18,486	0,013	3,519	51,447	0	11,789	0,033	0,204	0,222	0,07	6,81	0	0,269	0,168	93,583
0272 (282,97)	7	0,37	18,567	0	3,622	52,387	0	11,633	0,095	0,067	0,133	0,177	7,311	0,03	0,32	0,33	95,027
0272 (282,97)	8	1,175	15,054	0	8,586	46,682	0	11,317	0,334	0,22	0,545	0,13	10,028	0,1	0,542	0,324	94,987
0272 (282,97)	9	0,828	16,296	0	6,168	50,078	0	11,365	0,153	0,099	0,222	0,154	8,852	0,071	0,503	0,219	94,986
0272 (208,73)	1	0,183	13,248	0	6,78	47,115	0	23,906	0,074	0,049	0	0	4,389	0,003	0,611	0,252	96,599
0272 (208,73)	2	0,151	13,542	0	6,295	48,976	0	23,947	0,01	0,019	0,092	0,032	4,448	0	0,788	0,231	98,527
0272 (208,73)	3	0,025	10,439	0	8,509	46,582	0	24,083	0,046	0,008	0,031	0	6,337	0,066	0,306	0,254	96,684

Espinélios Serrote da Laje

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
0293 (235,	1	0,488	0,309	0,159	2,691	1,019		0,076	0,068	0,163	3,074	0,351	81,832	0,73	1,283	0,119	92,258
0293 (235,	2	0,068	1,44	0	0,055	0,008		0	0	0,023	0,178	0	47,846	0,438	51,492	0,83	102,373
0293 (235,	3	0,026	0,127	0,251	0,96	0,053		0	0	0,019	2,524	0,535	87,887	0,752	0,573	0,07	93,667
0293 (235,	4	0	0,225	0,246	0,815	0,11		0,036	0,015	0,014	2,807	0,448	87,521	0,663	0,689	0	93,482
0293 (235,	5	0,013	10,409	0	54,354	0		0,015	0	0	3,494	0,67	25,962	0,03	0	0,164	95,111
0293 (235,	6	0,017	10,399	0	53,423	0		0	0	0,006	3,418	0,612	26,253	0,055	0,054	0,129	94,365
0293 (235,	7	0,027	1,384	0,097	0,033	0,033		0,022	0	0,027	0,218	0	44,927	0,513	53,195	1,008	101,437
0293 (235,	8	0,909	10,313	0,007	53,202	0		0,049	0,131	0,304	3,503	0,67	25,995	0,073	0,039	0,156	95,279
0293 (235,	9	0,064	10,353	0	54,574	0		0,04	0	0	3,269	0,738	26,876	0,03	0,047	0,164	96,155
0293 (235,	10	0	10,417	0,05	53,882	0		0,011	0,033	0,002	3,63	0,539	25,497	0,057	0,108	0,15	94,355
0293 (235,	11	0,06	9,918	0,063	53,312	0		0	0	0,02	3,389	0,789	27,235	0,098	0,023	0,152	95,027
0293 (235,	12	0,015	1,543	0	0,005	0,03		0,033	0	0,001	0,251	0,204	46,961	0,433	55,282	1,099	105,857
0293 (235,	13	0,178	0,17	0,299	0,974	0		0,016	0,008	0,013	2,824	0,426	85,067	0,69	0,95	0,058	91,544
0293 (235,	14	0,064	10,379	0	54,523	0		0,003	0,003	0,009	3,478	0,719	25,982	0,117	0	0,18	95,455
0293 (235,	15	0,037	0,115	0,293	0,607	0,019		0,003	0,024	0,037	2,642	0,301	85,64	0,697	0,604	0,093	90,981
0293 (235,	16	0,005	3,666	0,293	12,479	0,1		0,025	0,012	0	3,132	0,444	76,504	0,517	0,325	0,117	97,496
0293 (235,	17	0,014	0,08	0,15	0,548	0,036		0	0,019	0,011	2,862	0,406	86,519	0,724	0,361	0,072	91,737
0293 (235,	18	0,031	0,051	0,241	0,358	0,05		0,05	0,026	0,023	2,896	0,448	84,433	0,62	0,33	0,1	89,551
0293 (235,	19	0	0,105	0,333	0,56	0,018		0,004	0,013	0	2,825	0,284	88,485	0,773	0,343	0,027	93,63
0293 (235,	20	0,02	10,21	0	54,441	0		0	0,017	0,019	2,849	0,795	25,261	0,052	0,116	0,133	93,909
0293 (235,	21	0	0,121	0,328	0,614	0		0	0,001	0,007	2,697	0,314	88,337	0,791	0,515	0,05	93,635
0293 (235,	22	0,103	10,073	0	52,748	0		0	0,005	0,016	3,062	0,718	27,026	0,064	0,116	0,22	94,147
0272 (193,	1	0	0,009	0,275	0,349	0,085		0,028	0	0	0,757	0,331	89,313	0,451	0,123	0	91,605
0272 (193,	2	0,014	0,073	0,298	0,207	0,025		0	0	0	2,708	0,283	88,72	0,466	0	0,027	92,696
0272 (193,	3	0,044	0,016	0,194	0,456	0,128		0,033	0	0	1,131	0,278	86,58	0,714	0,13	0,037	89,659

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
0272 (193,	4	0	0,114	0	0,028	0,02		0,01	0,014	0	0,198	0	46,848	0,599	49,451	1,233	98,515
0272 (193,	5	0,022	0,246	0,212	2,762	0,027		0	0,001	0,024	1,719	0,536	80,992	0,65	3,799	0,203	91,099
0272 (193,	6	0,026	0,129	0,129	0,055	0,033		0	0,038	0,012	0,193	0,043	49,315	0,649	47,054	1,234	98,853
0272 (193,	7	0	0,671	0	0	0		0,014	0,002	0,019	0,087	0,087	45,309	0,494	53,257	0,948	100,884
0272 (193,	8	0,063	0	0,18	0,209	0,042		0,005	0	0,003	2,056	0,326	83,443	0,883	0,315	0,025	87,473
0272 (193,	9	0,117	0,155	0,041	0,034	0,067		0,023	0,011	0,004	0,237	0	47,509	0,644	50,635	1,126	100,585
0272 (193,	10	0	0,013	0,247	0,302	0,019		0	0	0,007	3,34	0,344	84,806	0,677	0,089	0,038	89,776
0272 (193,	11	0,011	0,355	0	0,144	0,036		0	0,014	0,016	0,334	0	48,377	0,485	49,876	1,663	101,307
0272 (193,	12	0,024	0,096	0,321	0,802	0,036		0,033	0,015	0	3,44	0,422	86,677	0,654	0,419	0,117	92,921
0272 (193,	13	0,044	0,439	0,043	0,035	0,035		0,011	0,039	0,017	0,092	0,03	46,798	0,425	50,829	1,675	100,49
0272 (193,	14	0	10,048	0,049	52,69	0		0,002	0,017	0,005	4,248	0,637	25,193	0,098	0	0,235	93,2
0272 (193,	15	0	0,532	0	0,028	0		0	0,009	0	0,145	0,052	49,359	0,383	50,455	1,436	102,399
0272 (193,	16	0,076	0,548	0,004	0,057	0,076		0	0,012	0,027	0,157	0,065	49,169	0,538	49,403	1,515	101,639
0272 (193,	17	0,102	9,891	0,011	52,218	0		0,015	0	0	4,262	0,654	25,774	0,063	0,038	0,167	93,19
0272 (193,	18	0,098	10,464	0	51,458	0,007		0,007	0,003	0,013	4,381	0,537	27,17	0,068	0	0,178	94,381
0272 (193,	19	0,358	0,165	0,247	0,98	0,063		0,007	0,007	0,087	3,732	0,258	82,209	0,731	0,371	0,167	89,258
0272 (193,	20	0,044	0,448	0,032	0,035	0,011		0,002	0,024	0,003	0,26	0,108	47,021	0,371	50,308	1,545	100,198
0272 (193,	21	0	0,017	0,229	0,319	0,021		0	0,015	0	3,495	0,442	85,334	0,722	0,048	0,056	90,602
0272 (193,	22	0,025	0,049	0,225	0,505	0,004		0,026	0	0,008	3,648	0,301	85,847	0,832	0,274	0,106	91,753
0272 (193,	23	0,103	0,123	0,32	0,462	0,214		0,053	0	0,061	3,629	0,43	84,44	0,548	0,254	0,069	90,557
0293 (231,	1	0	0,022	0,287	0,319	0,024	0	0,01	0	0	3,192	0,296	88,244	0,598	0,222	0	93,093
0293 (231,	2	0	0,012	0,356	0,301	0,031	0,011	0	0,034	0	3,615	0,296	88,458	0,752	0,125	0,04	93,881
0293 (231,	3	0	0,036	0,262	0,323	0,026	0	0,001	0	0,017	3,105	0,318	87,49	0,604	0,299	0	92,367
0293 (231,	4	0	0	0,359	0,344	0	0	0,054	0	0,008	3,306	0,305	85,343	0,711	0,285	0,092	90,654
0293 (231,	5	0	0	0,259	0,272	0,026	0	0,016	0,019	0	3,36	0,301	86,269	0,738	0,501	0,091	91,743
0293 (231,	6	0	0,932	0,195	1,523	2,379	0,026	0,022	0,041	0,024	3,49	0,298	80,941	0,708	0,457	0	90,949

Amostra	Ponto	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	P2O5	CaO	K2O	Cl	Cr2O3	NiO	FeO	V2O3	TiO2	MnO	Total
0293 (231,	7	0,023	0,029	0,335	0,348	0,096	0,058	0	0	0,016	3,47	0,349	86,317	0,703	0,327	0	91,926
0293 (231,	8	0	0,093	0,298	0,391	0,339	0	0,032	0	0,004	2,825	0,275	86,526	0,738	0,056	0,018	91,469
0293 (231,	9	0,028	0,584	0,263	10,686	2,004	0	0,027	0,023	0,007	3,115	0,273	76,84	0,801	0,242	0,048	94,828
0272 (238,	1	0	0,045	0,004	0	0,019	0	0,051	0,006	0	0,053	0,009	45,022	0,808	52,773	0,495	99,283
0272 (238,	2	0,071	2,54	0	30,777	0,018	0	0	0,011	0,009	23,548	0,13	36,237	1,935	0,367	0,092	95,733
0272 (238,	3	0,121	2,727	0	34,361	0	0	0,024	0,031	0,004	19,467	0,005	35,863	1,601	0,145	0,072	94,42
0272 (238,	4	0	0,046	0,008	0,008	0,008	0,015	0,029	0	0	0	0	45,958	0,775	52,558	0,566	99,968
0272 (238,	5	0,049	2,222	0	27,85	0,027	0	0	0	0,01	25,43	0,058	37,183	1,677	0,321	0,161	94,986
0272 (123,	1	0	0	0,236	0,175	0	0,006	0	0	0	2,091	0,23	86,265	0,84	0,209	0	89,953
0272 (123,	2	0	0,023	0,253	0,219	0,047	0	0,011	0,022	0,007	1,93	0,364	86,17	0,695	0,135	0	89,767
0272 (133,	1	0	0,016	0,368	0,695	0,028	0	0,026	0,006	0	0,408	0,146	89,049	0,195	0,406	0	91,188
0272 (133,	2	0,049	0,034	0,26	0,268	0,029	0,004	0,03	0	0,027	2,052	0,385	86,629	0,66	0,053	0,064	90,429
0293 (424,	1	0	0,298	0,021	11,652	0,066	0	0	0,001	0,004	21,997	0,081	55,215	3,169	3,115	0,308	95,917
0293 (424,	2	0,095	0,168	0,086	11,051	0,334	0	0,08	0,014	0,087	26,476	0,278	47,023	3,14	9,111	0,264	98,151
0293 (424,	3	0,088	0,394	0,014	12,525	0,044	0	0	0	0,02	22,281	0	54,127	2,887	2,895	0,193	95,457
0293 (424,	5	0	0,194	0,128	14,729	0,047	0	0	0,012	0	21,908	0,133	52,076	3,251	2,431	0,394	95,249
0293 (424,	6	0,013	0,099	0,057	10,918	0,064	0,05	0,086	0,021	0,175	25,391	0,193	50,513	3,078	3,661	0,56	94,816
0293 (424,	7	0	0,148	0,092	10,504	0,117	0	0,004	0,009	0,01	22,685	0,077	52,407	3,122	5,678	0,364	95,176
0293 (424,	8	0,076	0,29	0,077	10,807	0,025	0,04	0,015	0,016	0	22,449	0,098	54,363	3,393	3,639	0,431	95,687
0293 (424,	10	0,07	0,144	0,102	0,039	0,05	0	0,018	0,035	0,039	0,124	0,12	44,835	0,775	53,486	0,708	100,493
0293 (424,	11	0	0,105	0,03	10,966	0	0	0,014	0,007	0,003	20,904	0,231	58,033	3,047	2,71	0,193	96,229
0293 (424,	12	0,049	0,061	0,201	7,398	0,009	0	0,062	0,024	0	18,822	0,034	60,107	3,664	4,145	0,343	94,834
0293 (424,	13	0	0,117	0,146	8,596	0,006	0,015	0	0	0,006	18,886	0,149	57,468	4,061	3,549	0,386	93,323
0293 (424,	14	0,016	0,107	0,114	6,909	0,041	0	0,022	0	0	19,067	0,183	61,568	3,636	5,505	0,479	97,599
0293 (424,	15	0	0,136	0,246	7,297	0,007	0	0,022	0,014	0	17,445	0,089	62,532	3,769	2,927	0,398	94,778
0293 (424,	16	0	0,384	0,06	11,66	0,048	0	0,011	0,016	0	22,63	0,192	55,668	3,274	2,591	0,232	96,741

Calcopiritas de Serrote da Laje

Amostra	Ponto	As	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
0272 (193,28)	1	0	0,066	0	0,023	33,874	34,76	0,111	0,041	0	28,645	0,027	0,014	0,069	0	0,036	0	0,01	97,676
0272 (193,28)	2	0	0,051	0	0,084	33,033	34,691	0,103	0,049	0,013	28,811	0,079	0	0,053	0	0,025	0	0	96,992
0272 (193,28)	3	0	0,013	0	0,092	33,825	34,568	0,12	0,031	0	29,218	0	0	0,068	0	0,003	0	0	97,938
0272 (193,28)	4	0	0,096	0	0,034	33,687	34,44	0,09	0	0,026	28,274	0,02	0	0,089	0	0,018	0	0	96,774
0272 (193,28)	5	0	0,052	0	0,053	32,621	33,95	0,202	0	0	28,719	0,013	0	0,047	0	0,021	0	0	95,678
0272 (193,28)	6	0	0,091	0	0,065	34,442	34,709	0,04	0	0	28,885	0,016	0,026	0	0	0,026	0,001	0	98,301
0272 (193,28)	7	0	0,058	0	0,004	33,831	34,633	0,174	0	0	28,887	0,011	0	0,055	0	0,026	0	0	97,679
0272 (193,28)	8	0	0	0	0,031	30,823	33,351	0,206	0	0,003	28,541	0,05	0,017	0,036	0	0,023	0	0	93,081
0272 (193,28)	9	0	0,033	0	0	34,724	33,56	0,063	0,065	0	28,746	0,012	0,028	0,041	0	0,014	0	0,002	97,288
0272 (193,28)	10	0	0,002	0	0,041	32,661	33,855	0,146	0	0	28,299	0,013	0,015	0,065	0	0,003	0	0,005	95,105
0272 (193,28)	11	0	0,02	0	0,057	34,21	34,608	0,097	0	0,022	29,068	0,014	0	0,037	0	0,015	0	0,007	98,155
0272 (193,28)	12	0	0,1	0	0,045	33,677	34,677	0,157	0	0	28,88	0,039	0,045	0,005	0	0	0	0	97,625
0272 (193,28)	13	0	0,009	0	0,046	33,553	34,796	0,087	0	0,012	28,98	0,033	0,002	0,013	0	0,006	0	0,01	97,547
0272 (238,45)	1	0	0	0	0,098	32,906	34,356	0,211	0	0,025	29,12	0,044	0	0,041	0	0,004	0	0	96,805
0272 (238,45)	2	0	0	0	0,107	33,149	34,175	0	0	0,052	29,038	0,002	0	0,075	0	0,009	0	0	96,607
0272 (238,45)	3	0	0,12	0	0,115	33,618	34,687	0,145	0	0	29,653	0,043	0	0,055	0,024	0	0	0	98,46
0272 (238,45)	4	0	0	0	0,071	33,471	34,724	0,054	0	0	29,34	0,011	0,004	0,021	0	0,025	0	0	97,721
0272 (238,45)	5	0	0,11	0	0,159	32,923	34,49	0,058	0,024	0,005	28,768	0,063	0,015	0,048	0	0,025	0	0,008	96,696
0272 (123,90)	1	0	0,042	0	0,098	33,253	34,772	0,104	0	0,025	28,345	0,008	0	0,055	0	0,002	0	0,011	96,715
0272 (133,40)	1	0	0,075	0	0,008	34,544	35,132	0	0	0,016	29,511	0,06	0	0,049	0	0,024	0	0	99,419
0272 (133,40)	2	0	0,041	0	0,006	33,277	33,843	0,194	0	0,012	28,895	0,037	0	0,07	0	0,005	0	0	96,38
0293 (424,05)	1	0	0,009	0	0,107	32,872	34,705	0,064	0,067	0,023	29,213	0,009	0,021	0,079	0	0,013	0	0,01	97,192
0293 (424,05)	2	0	0,046	0	0,08	33,225	34,823	0,183	0	0,003	28,996	0,023	0	0,051	0	0,01	0	0,008	97,448
0293 (424,05)	3	0	0,03	0	0,032	32,705	33,602	0,154	0,039	0	28,482	0,007	0	0,082	0	0,002	0	0	95,135
0293 (424,05)	4	0	0,033	0	0,049	32,448	34,82	0,067	0	0	29,471	0,065	0,042	0,039	0	0	0	0,015	97,049

0293 (424, 5	0	0,052	0	0,065	33,562	34,672	0,133	0	0,01	29,191	0,042	0,018	0,071	0	0	0	0	97,816
0293 (424, 6	0	0	0	0,128	32,955	34,715	0,147	0	0	29,232	0,02	0,043	0,092	0	0,041	0	0,001	97,374
0293 (424, 7	0	0,127	0	0,092	32,868	33,341	0,122	0	0,012	28,992	0,015	0,025	0,051	0	0	0	0	95,645
0293 (424, 8	0	0,052	0	0,109	32,644	33,955	0,147	0,039	0	29,703	0,065	0	0,026	0,005	0,058	0	0	96,803
0293 (424, 9	0	0,091	0	0,054	34,56	35,248	0,087	0	0	29,331	0,053	0	0,019	0	0	0	0,021	99,464
0293 (424, 10	0	0,011	0	0,068	33,397	33,693	0,076	0	0,008	28,736	0,019	0,028	0,052	0	0,024	0	0,008	96,12
0293 (424, 11	0	0,022	0	0,104	34,174	34,738	0,159	0	0,02	29,25	0,053	0,022	0,033	0,001	0,014	0	0	98,59
0293 (424, 12	0	0,09	0	0,086	34,434	34,83	0,099	0	0	29,171	0,047	0,04	0,107	0	0	0	0,006	98,91
0293 (424, 13	0	0	0	0,133	33,045	34,258	0,08	0	0	29,088	0,035	0	0	0,011	0	0	0	96,65
0293 (424, 14	0	0,014	0	0,144	32,759	34,461	0,098	0	0	29,594	0,034	0	0	0	0,013	0	0,01	97,127
0293 (424, 15	0	0,101	0	0,063	33,368	34,608	0,09	0	0	29,411	0,002	0,009	0	0	0,005	0	0	97,657
0293 (424, 16	0	0,079	0	0,073	33,005	34,366	0,205	0	0,054	29,338	0,045	0,034	0,058	0	0	0,019	0,001	97,277
0293 (424, 17	0	0,036	0	0,091	33,768	34,57	0,115	0	0	28,938	0	0,044	0,042	0	0,028	0	0,019	97,651
0293 (424, 18	0	0,033	0	0,057	34,101	35,036	0,074	0	0,028	29,645	0,029	0,04	0,04	0	0	0	0,005	99,088
0293 (424, 19	0	0,029	0	0,089	34,502	34,981	0,169	0,019	0,027	29,131	0,02	0,03	0,086	0	0	0	0	99,083
0272 (282, 1	0	0	0	0	32,7	34,998	0,19	0,022	0,002	29,204	0,05	0	0,04	0	0	0	0	97,206
0272 (282, 2	0	0	0	0,001	32,011	34,278	0,127	0	0,034	28,746	0,026	0,004	0,101	0,041	0,002	0	0,007	95,378
0272 (282, 3	0	0	0	0,008	30,531	33,836	0,177	0,046	0	28,636	0,043	0,011	0,087	0,013	0,028	0	0,011	93,427
0272 (282, 4	0	0	0	0	32,732	34,58	0,072	0	0	28,341	0,011	0,002	0,094	0,008	0,012	0	0	95,852
0272 (282, 5	0	0,05	0	0,013	32,843	34,715	0,178	0,037	0	28,67	0	0	0,062	0	0,027	0	0,022	96,617
0272 (282, 6	0	0,033	0	0,036	32,688	34,894	0,171	0	0	28,486	0	0,002	0,048	0	0,009	0	0,001	96,368

Bornitas de Serrote da Laje

Amostra	Ponto	As	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
0293 (235,18)	1	0	0,201	0	0,116	59,882	26,377	0,104	0	0	11,365	0	0	0,039	0	0,011	0	0	98,095
0293 (235,18)	2	0	0	0	0,12	60,356	24,724	0,012	0	0,04	11,207	0,031	0	0,068	0,053	0,025	0	0	96,636
0293 (235,18)	3	0	0	0	0,176	62,366	25,043	0,043	0	0,033	10,537	0	0,012	0	0	0,03	0	0	98,24
0293 (235,18)	4	0	0,059	0	0,211	59,137	25,845	0	0	0,03	11,072	0,018	0	0,008	0,002	0,029	0	0,003	96,414
0293 (235,18)	5	0	0,05	0	0,183	63,217	25,988	0,1	0	0	11,298	0,008	0	0,061	0,002	0	0	0	100,907
0272 (193,28)	1	0	0,169	0	0,142	62,871	25,621	0,071	0	0	10,782	0,014	0	0,068	0	0,009	0	0	99,747
0272 (193,28)	2	0	0,063	0	0,022	62,894	25,553	0,078	0	0	11,33	0	0,022	0,038	0	0,019	0	0	100,019
0293 (231,50)	1	0	0	0	0,076	63,301	25,12	0,023	0	0,004	10,808	0,025	0	0,068	0	0,035	0	0	99,46
0293 (231,50)	2	0	0,031	0	0,058	63,284	25,37	0,113	0	0	10,849	0,044	0	0,02	0	0	0	0	99,769
0293 (231,50)	3	0	0	0	0,116	61,671	25,447	0,047	0,015	0	10,996	0,003	0,01	0,052	0	0,077	0	0	98,434
0293 (231,50)	4	0	0,056	0	0,015	63,239	25,319	0,032	0,038	0	11,025	0,002	0,004	0	0	0,04	0	0	99,77
0293 (231,50)	5	0	0,127	0	0,052	63,109	25,655	0,02	0	0,033	10,921	0	0	0,041	0	0,031	0	0,004	99,993
0293 (231,50)	6	0	0,037	0	0,131	62,254	25,973	0,038	0,106	0,002	11,194	0,031	0	0,038	0	0	0	0	99,804
0293 (231,50)	7	0	0,152	0	0,061	58,8	23,956	0	0,071	0,021	10,599	0	0	0,013	0	0,041	0	0,027	93,741
0293 (231,50)	8	0	0,104	0	0,104	63,425	25,344	0	0	0	10,877	0	0	0,028	0	0,008	0	0,014	99,904
0293 (231,50)	9	0	0,006	0	0,108	59,647	25,799	0,048	0	0,033	11,306	0,069	0	0,006	0	0,014	0	0	97,036
0272 (123,90)	1	0	0	0	0,096	60,096	25,748	0,159	0	0,045	11,273	0,055	0	0	0,039	0,038	0	0	97,549
0272 (123,90)	2	0	0,093	0	0,109	62,272	25,279	0,241	0	0,012	11,09	0,006	0	0,007	0	0	0	0	99,109
0272 (133,40)	1	0	0,002	0	0,02	65,19	25,576	0,076	0,003	0	10,751	0,03	0	0,032	0	0,028	0	0	101,708
0272 (133,40)	2	0	0	0	0,072	65,175	25,49	0,162	0,001	0,041	10,999	0	0,031	0,038	0	0,017	0	0,02	102,046
0272 (133,40)	3	0	0	0	0	65,296	25,831	0,105	0	0,017	11,144	0	0,022	0	0,047	0,01	0	0	102,472
0293 (424,05)	1	0	0,02	0	0,102	60,984	25,719	0,058	0,054	0	10,873	0,027	0	0,033	0	0	0	0,019	97,889
0293 (424,05)	2	0	0	0	0,197	61,276	25,912	0,004	0	0	10,971	0	0	0,033	0	0,021	0	0,006	98,42
0293 (424,05)	3	0	0,043	0	0,163	62,438	25,987	0,131	0,033	0	10,93	0	0	0,039	0	0,047	0	0	99,811
0293 (424,05)	4	0	0,133	0	0,14	62,204	25,373	0,033	0	0	11,152	0	0	0	0	0,006	0	0,015	99,056

Calcocitas de Serrote da Laje

Amostra	Ponto	As	Zn	Ga	Se	Cu	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Ni	Mo	Au	Ag	Pt	Pd	Total
0293 (231,50)	1	0	0,084	0	0,076	76,574	22,051	0,111	0	0,009	0,054	0	0,01	0,031	0	0,057	0	0,005	99,062
0293 (231,50)	2	0	0,15	0	0,086	79,795	21,278	0,006	0	0	0,411	0	0,009	0,006	0	0,046	0	0,006	101,793
0293 (231,50)	3	0	0	0	0,122	74,379	20,667	0,042	0	0,009	0,162	0,01	0	0,042	0	0,042	0	0	95,475
0293 (231,50)	4	0	0,151	0	0,117	83,779	20,587	0,065	0	0,026	0,484	0,009	0	0,043	0,043	0,054	0	0,011	105,369
0293 (231,50)	5	0	0	0	0,095	84,257	21,146	0,012	0	0	0,081	0	0,013	0,004	0	0,042	0	0	105,65

APÊNDICE F: Dados geocronológicos do Capítulo IV

Amostras datadas por Garcia (2013)

Amostra-Grão.Ponto	²⁰⁶ Pb com. (%)	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	204 corr ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	%err	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	%err	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	%err	Corr. de erro (Rho)	% Discordante
Amostra PG-02-D													
PG02D-1.1	0.17	54	59	1.13	2050±32	0.3852	5,2	0.1265	1,8	6.72	5,5	0,945	-2
PG02D-2.1	0.23	335	96	0.3	2604±10	0.4115	5,1	0.1758	0,6	9.92	5,2	0,992	17
PG02D-3.1	0.94	113	205	1.88	2028±54	0.3752	5,3	0.1249	3,0	6.46	6,1	0,867	-1
PG02D-4.1	0.42	141	126	0.92	1993±33	0.3718	5,1	0.1225	1,9	6.28	5,5	0,939	-2
PG02D-5.1	0.11	245	125	0.53	2722±11	0.5078	5,1	0.1887	0,7	13.14	5,1	0,991	3
PG02D-5.2	4.28	527	83	0.16	2600±61	0.2357	5,1	0.1739	3,4	5.67	6,3	0,814	91
PG02D-6.1	-0.7	32	44	1.42	2117±40	0.4143	5,4	0.1314	2,2	7.51	5,9	0,921	-5
PG02D-7.1	0.11	406	228	0.58	2636±8	0.4566	5,1	0.1782	0,5	11.22	5,1	0,995	9
PG02D-8.1	1.93	29	34	1.19	1923±124	0.3415	5,5	0.1178	6,8	5.55	8,9	0,624	2
PG02D-9.1	0.41	395	93	0.24	2553±13	0.3553	5,2	0.1695	0,8	8.31	5,2	0,989	30
PG02D-10.1	0.55	518	274	0.55	2372±15	0.3429	5,1	0.1523	0,9	7.20	5,2	0,985	25
PG02D-10.2	0.25	248	447	1.86	2062±17	0.3402	5,1	0.1274	1,0	5.97	5,2	0,982	9
PG02D-11.1	0.39	253	119	0.49	2520±14	0.4515	5,1	0.1662	0,8	10.35	5,2	0,986	5
Amostra PG-04-C													
PG04C-1.1	1.42	329	242	0.76	2089 ±45	0.3593	5,2	0.1293	2,4	6.41	6,41	0,897	6
PG04C-2.1	0.00	97	221	2.35	2193 ±25	0.4864	5,2	0.1373	1,4	9.21	9,21	0,964	-14
PG04C-3.1	2.36	276	255	0.95	1897 ±66	0.3219	5,1	0.1161	3,4	5.15	5,15	0,815	5
PG04C-4.1	0.39	100	313	3.25	2042 ±28	0.3784	5,2	0.1259	1,6	6.57	6,57	0,956	-1
PG04C-5.1	11.45	206	115	0.58	2080 ±273	0.3395	5,4	0.1284	13,8	6.02	6,02	0,326	10
PG04C-6.1	1.6	104	203	2.02	1986 ±63	0.3606	5,2	0.1220	3,4	6.07	6,07	0,826	0
PG04C-6.2	1.53	106	110	1.07	1945 ±74	0.3444	5,3	0.1192	4,0	5.66	5,66	0,786	2
PG04C-7.1	0.56	85	278	3.38	2055 ±39	0.3764	5,2	0.1269	2,2	6.58	6,58	0,920	0
PG04C-8.1	1.04	121	424	3.62	2019 ±41	0.3823	5,2	0.1243	2,3	6.55	6,55	0,912	-3
PG04C-9.1	6.83	158	132	0.87	2067 ±206	0.3845	5,4	0.1278	10,8	6.77	6,77	0,417	-1
PG04C-10.1	0.81	81	155	1.98	2118 ±45	0.3990	5,2	0.1315	2,5	7.23	7,23	0,899	-2
PG04C-11.1	2.48	238	77	0.33	2013 ±70	0.3085	5,2	0.1238	3,7	5.27	5,27	0,796	16
PG04C-12.1	16.34	154	123	0.83	2008 ±424	0.3707	5,5	0.1237	20,3	6.31	6,31	0,225	-1

Grão-Ponto	²⁰⁶ Pb com. (%)	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	204 corr ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	%err	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	%err	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	%err	Corr. de erro (Rho)	% Discordante
Sample MS-01-D													
MS01D-1.1	1.58	711	171	0.25	1618 ±54	0.1619	5.1	0.0996	2.9	2.22	5.9	0.867	67
MS01D-2.1	0.63	516	148	0.3	1903 ±21	0.2668	5.1	0.1164	1.1	4.28	5.2	0.974	25
MS01D-3.1	8.58	552	152	0.28	2236 ±178	0.2468	5.2	0.1400	9.6	4.79	11.5	0.452	57
MS01D-3.2	15.7	175	60	0.36	2497 ±323	0.2856	5.9	0.1620	17.8	6.46	20.1	0.294	54
MS01D-4.1	0.00	100	78	0.81	2083 ±22	0.4116	5.2	0.1289	1.2	7.32	5.3	0.972	-6
MS01D-5.1	0.25	481	201	0.43	2154 ±13	0.2791	5.1	0.1342	0.8	5.17	5.1	0.989	36
MS01D-6.1	1.14	1016	231	0.23	1647 ±33	0.1517	5.1	0.1012	1.7	2.12	5.4	0.945	81
MS01D-7.1	0.11	652	74	0.12	1921 ±11	0.2528	5.1	0.1177	0.6	4.10	5.1	0.993	32
MS01D-8.1	0.18	570	184	0.33	1708 ±23	0.1842	5.1	0.1046	1.2	2.66	5.3	0.972	57
MS01D-9.1	0.21	819	161	0.2	1589 ±52	0.1508	5.1	0.0982	2.8	2.04	5.8	0.878	76
MS01D-10.1	1.65	120	56	0.48	2021 ±69	0.3803	5.2	0.1244	3.8	6.52	6.5	0.802	-3
MS01D-10.2	3.77	125	67	0.56	2004 ±129	0.3580	5.3	0.1233	6.9	6.08	9.0	0.586	2
MS01D-11.1	1.94	375	170	0.47	1742 ±42	0.1963	5.2	0.1066	4.0	2.89	6.5	0.787	51
MS01D-12.1	5.59	232	59	0.26	1531 ±203	0.2290	5.3	0.9151	10.3	3.00	12.0	0.440	15
Sample MS-02-B													
MS02B-1.1	0.22	236	258	1.13	2063 ±18	0.3608	5.2	0.1275	1.0	6.34	5.3	0.981	4
MS02B-1.2	0.7	172	50	0.3	2010 ±39	0.3721	5.1	0.1237	2.2	6.34	5.6	0.919	-1
MS02B-2.1	0.26	256	108	0.44	2036 ±17	0.3803	5.4	0.1255	0.9	6.58	5.4	0.985	-2
MS02B-2.2	3.89	255	139	0.56	2203 ±88	0.3279	5.5	0.1378	4.7	6.24	7.5	0.736	20
MS02B-3.1	20.12	441	67	0.16	2054 ±489	0.3197	5.5	0.1260	23.7	5.59	28.2	0.195	15
MS02B-4.1	5.72	751	105	0.14	1498 ±220	0.1416	5.2	0.0934	11.4	1.83	12.7	0.405	75
MS02B-5.1	3.08	1096	136	0.13	1593 ±91	0.1228	5.2	0.0983	4.8	1.66	7.1	0.726	113
MS02B-6.1	2.74	364	49	0.14	1870 ±72	0.2174	5.1	0.1143	3.8	3.43	6.5	0.787	48
MS02B-7.1	0.95	193	82	0.44	1942 ±48	0.2959	5.2	0.1190	2.6	4.86	5.8	0.888	16
MS02B-8.1	0.19	285	61	0.22	2086 ±28	0.3440	5.1	0.1291	1.6	6.13	5.3	0.954	9
MS02B-8.2	3.73	118	62	0.54	1961 ±145	0.3632	5.6	0.1204	7.8	6.03	9.8	0.566	-2

Amostras datadas no presente estudo

Grão, Ponto	^{206}Pb com. (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	Idade (Ma)	204-corrigido						Corr. de erro (Rho)	% Discordante
					204 corr $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	%err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	%err	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	%err		
CAR-PG03B-1.1	-0,04	165	123	0,77	2060	,3788	1,1	,1272	0,5	6,64	1,2	,911	-1
CAR-PG03B-2.1	-0,03	217	97	0,46	2042	,3800	1,1	,1259	0,4	6,60	1,2	,931	-2
CAR-PG03B-3.1	-0,04	173	118	0,70	2053	,3793	1,1	,1267	0,5	6,63	1,2	,914	-1
CAR-PG03B-4.1	0,01	100	38	0,39	2037	,3848	1,1	,1256	0,6	6,67	1,3	,884	-3
CAR-PG03B-5.1	0,00	171	99	0,59	2039	,3783	1,1	,1257	0,5	6,56	1,2	,918	-1
CAR-PG03B-6.1	0,01	99	39	0,41	2081	,3788	1,2	,1288	0,6	6,73	1,3	,883	1
CAR-PG03B-7.1	-0,08	72	58	0,84	2080	,3793	1,2	,1287	1,0	6,73	1,6	,790	0
CAR-PG03B-8.1	-0,06	108	45	0,43	2058	,3815	1,1	,1271	0,6	6,68	1,3	,888	-1
CAR-PG03B-9.1	0,02	92	48	0,54	2037	,3783	1,2	,1256	0,6	6,55	1,3	,874	-1
CAR-PG03B-10.1	-0,07	111	46	0,43	2042	,3811	1,2	,1259	0,6	6,62	1,3	,895	-2
CAR-PG03B-11.1	-0,05	137	55	0,41	2031	,3748	1,1	,1251	0,6	6,47	1,2	,904	-1
CAR-PG03B-12.1	-0,04	131	85	0,67	2061	,3844	1,1	,1273	0,5	6,75	1,3	,906	-2

APÊNDICE G: Dados geocronológicos do Capítulo VII

Grão, Ponto	²⁰⁶ Pb com. (%)	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	Idade (Ma)	204-corrigido							Conc. 206/238 207/206
					204 corr ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	%err	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	%err	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	%err	Corr. de erro (Rho)	
PG-95-l-1.1	0,50	2356	137	0,06	1211	,1178	1,0	,0806	1,0	1,31	1,4	,718	69
PG-95-l-1.2	1,31	120	83	0,71	1983	,3357	4,2	,1218	2,4	5,64	2,8	,418	6
PG-95-l-2.1	0,03	156	145	0,96	2036	,3723	4,4	,1255	0,5	6,44	4,2	,910	0
PG-95-l-3.1	0,11	1002	95	0,10	1652	,1814	4,0	,1015	0,5	2,54	4,4	,890	54
PG-95-l-4.1	0,01	181	146	0,83	2638	,4560	1,1	,1784	0,4	11,22	1,1	,949	9
PG-95-l-5.1	0,00	133	68	0,53	2021	,3620	4,4	,1244	0,5	6,21	4,2	,899	1
PG-95-l-6.1	1,28	181	80	0,45	2039	,2450	4,4	,1257	1,8	4,25	2,4	,510	44
PG-95-l-7.1	0,09	1436	129	0,09	1465	,1530	4,0	,0919	0,3	4,94	4,0	,942	60
PG-95-l-8.1	0,11	2540	110	0,04	1165	,1258	1,0	,0787	0,5	1,37	1,1	,879	53
PG-95-l-9.1	0,25	287	102	0,37	2463	,3896	1,0	,1606	0,6	8,63	1,2	,860	16
PG-95-l-10.1	0,23	1408	96	0,07	903	,1082	1,0	,0691	0,9	1,03	1,4	,721	36
PG-95-l-11.1	0,49	2046	106	0,05	1062	,1141	1,0	,0747	0,9	1,18	1,4	,728	52
PG-95-l-11.2	1,98	692	103	0,15	1445	,1195	1,1	,0909	2,8	1,50	3,1	,357	98
PG-95-l-12.1	1,40	608	574	0,97	2554	,3693	1,0	,1695	1,0	8,64	1,5	,652	26
PG-95-l-13.1	0,08	658	377	0,59	2375	,2608	1,0	,1526	0,3	5,49	1,0	,954	59
PG-95-l-14.1	1,19	543	129	0,24	2015	,1933	1,0	,1240	1,3	3,31	1,7	,603	77
PG-95-l-15.1	0,05	514	314	0,63	2589	,3961	1,0	,1732	0,4	9,46	1,1	,934	20
PG-95-l-16.1	0,20	142	124	0,90	2029	,3554	4,3	,1250	0,7	6,12	4,5	,894	4
PG-95-l-17.1	0,21	279	84	0,31	2442	,3491	1,0	,1587	0,4	7,64	1,1	,919	27
PG-95-l-18.1	0,00	427	52	0,13	1997	,3212	1,1	,1228	1,2	5,44	1,6	,696	11