



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Ariane Felix Coelho Azevedo

**Geologia da Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro,
Estado do Rio de Janeiro**

Rio de Janeiro

2018

Ariane Felix Coelho Azevedo

**Geologia da Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro, Estado do
Rio de Janeiro**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador (a): Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Coorientadores: Prof. Dr. Fernando Roberto Mendes Pires

Prof.^a Dra. Angélica de Freitas Cherman

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

A994 Azevedo, Ariane Felix Coelho.
Geologia da Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro,
Estado do Rio de Janeiro / Ariane Felix Coelho Azevedo. – 2018.
191 f.: il.

Orientador: Rodrigo Peternel Machado Nunes.
Coorientadores: Fernando Roberto Mendes Pires e Angélica de Freitas
Cherman.

Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geologia.

1. Mapeamento geológico – Rio Claro (RJ) – Teses. 2. Petrologia – Rio
Claro (RJ) – Teses. 3. Geologia estrutural – Rio Claro (RJ) – Teses. 4.
Geoquímica – Rio Claro (RJ) – Teses. I. Nunes, Rodrigo Peternel Machado. II.
Pires, Fernando Roberto Mendes. III. Cherman, Angélica de Freitas. IV.
Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. V. Título.

CDU 551:528.067.4(815.3)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Ariane Felix Coelho Azevedo

**Geologia da Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro, Estado do
Rio de Janeiro**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 30 de outubro de 2018.

Orientador: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientadores: Prof. Dr. Fernando Roberto Mendes Pires

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof.^a Dra. Angélica de Freitas Cherman

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Banca Examinadora:

Prof.^a Dra. Beatriz Paschoal Duarte

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof.^a Dra. Raquel Franco de Souza

Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Rio de Janeiro

2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Rodrigo Peternel, e aos meus co-orientadores, Prof. Dra. Angélica Cherman e Prof. Dr. Fernando Roberto Mendes Pires, pela orientação, discussões, apoio e todo o conhecimento que me foi transmitido durante a realização deste trabalho.

À Profa. Dra. Beatriz Duarte pela participação nas bancas dos seminários semestrais, e por todas as sugestões que me foram passadas ao longo do meu mestrado em prol do melhoramento deste trabalho.

Aos meus amigos e família, pelo suporte, apoio e compreensão. Aos meus amigos Thais, C4, Henrique, Alinne, Débora e André, por me transmitirem o verdadeiro significado de amizade e irmandade. À minha família no RJ, Gustavo e Claudia, por todo acolhimento, suporte, incentivo e carinho.

Aos meus amigos da pós-graduação, que viveram comigo esta experiência, e com quem pude partilhar das alegrias e dramas desta jornada, em especial à Natália, pelo companheirismo e pelo auxílio na confecção dos mapas.

Aos técnicos do LGPA por todo o suporte na preparação de amostras, e por estarem resistindo mesmo com tantas dificuldades.

À equipe do Parque Arqueológico e Ambiental São João Marcos, pela disponibilização do espaço para estadia durante as atividades de campo, e por toda receptividade e apoio.

Ao DRM, pelo apoio logístico.

À equipe do Labsonda (UFRJ), em especial ao Prof. Dr. Júlio Mendes, por disponibilizar o laboratório, e às técnicas Amanda Tosi e Iara Ornellas, pela realização e auxílio na interpretação das análises de química mineral em microsonda.

À toda a comunidade da UERJ, por se mostrar resiliente e ter me recebido com “braços abertos”.

À FAPERJ pelo auxílio financeiro (bolsa de mestrado), mesmo com atrasos.

Agradeço, enfim, a todos aqueles que contribuíram direta ou indiretamente para a execução deste trabalho.

Se esse mundo existe, graças a Deus, por que existe? Porque, graças a Deus, nós fizemos o mundo...

Inês Brasil

RESUMO

AZEVEDO, Ariane Felix Coelho. *Geologia da Formação Ferrífera São Joao Marcos, município de Rio Claro, Estado do Rio de Janeiro*. 2018. 191 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

A Formação Ferrífera São João Marcos (FFSJM), nomeada em homenagem ao antigo município homônimo, cuja sede (parte dela) está preservada no Parque Arqueológico São João Marcos, localiza-se entre Rio Claro e Mangaratiba-RJ, e foi até então pouco estudada, sendo citada com frequência como “magnetita quartzito” em trabalhos prévios. Em prol de determinar seus aspectos genéticos, a metodologia deste trabalho contou com o mapeamento geológico-estrutural na escala 1:10.000, petrografia de luz transmitida e refletida, geoquímica de rocha total e química mineral em microsonda eletrônica da FFSJM e das rochas que ocorrem a ela associadas. O mapeamento revelou que a FFSJM ocorre intrinsecamente associada a rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, quartzitos impuros, sillimanita quartzitos e metapelitos, dispostos sobre um embasamento Arqueano a Paleoproterozóico, sendo este conjunto submetido a pelo menos dois eventos de deformação identificados na área: Dn (principal), associado ao desenvolvimento de dobras apertadas a isoclinais, com uma foliação mergulhando predominantemente para NW, e zonas de cisalhamento NE-SW; e Dn+1, associado à formação de dobras abertas com plano axial subvertical. A petrografia mostra que a FFSJM é composta essencialmente por magnetita e quartzo, podendo apresentar pequenas porcentagens de outros minerais. Lamelas exsolvidas de hercinita e ilmenita são comuns na magnetita, bem como martitização incipiente. Pelo menos três etapas metamórficas foram descritas com base na petrografia, ligadas a Dn: a mais antiga marca o alcance de condições de fácies granulito, seguida pelo desenvolvimento de uma segunda assembleia, retrometamórfica (principal), de fácies anfíbolito a xisto verde, cujo resfriamento ocorreu sob pressão relativamente constante (trajetória IBC), conforme evidências texturais. A terceira etapa, possivelmente ligada ao colapso orogênico, é marcada por texturas que indicam descompressão isotérmica (ITD). Uma quarta etapa (pós-Dn ou sin-Dn+1) é marcada por aumento no grau metamórfico. A interpretação dos dados de geoquímica da FFSJM, associada à petrografia, aponta para uma origem precipitada, havendo certa contaminação por sedimentos terrígenos. Com relação às metavulcânicas, a geoquímica indica assinaturas de basaltos OIB, N-MORB e E-MORB. A integração dos dados de campo, petrografia, química e microsonda, bem como comparações com modelos genéticos e trabalhos prévios desenvolvidos na área, permitiu concluir que a FFSJM pode ser classificada como tipo Algoma Neoproterozóico, desenvolvida em uma bacia do tipo rifte cuja abertura possivelmente acompanhou a quebra do Supercontinente Rodinia no Neoproterozoico. A origem do ferro está associada à lixiviação das rochas vulcânicas por fluidos hidrotermais de baixa temperatura. As assembleias metamórficas ligadas à fase Dn foram atribuídas ao desenvolvimento da porção sul da Faixa Brasília, enquanto o metamorfismo pós-Dn ou sin-Dn+1 pode corresponder ao primeiro evento metamórfico descrito para a Faixa Ribeira.

Palavras-chave: Formação Ferrífera. Neoproterozoico. Algoma. Faixa Brasília. Faixa Ribeira.

ABSTRACT

AZEVEDO, Ariane Felix Coelho. *Geology of the São Joao Marcos Iron Formation, Rio Claro municipality, State of Rio de Janeiro*. 2018. 191 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The São João Marcos Iron Formation (SJMIF), named after the homonymous municipality, is hosted by the São João Marcos Archeological Park, located between Rio Claro and Mangaratiba-RJ and has been little studied so far, frequently cited as “magnetite-bearing quartzite” in previous works. Aiming the study of its genetic aspects, the methodology applied in this work included 1:10.000 geological and structural mapping, besides petrography of thin and polished section, total-rock geochemistry and mineral chemistry by microprobe analysis of the Iron Formation and some associated rocks. The geological and structural mapping has revealed that the SJMIF is intimately associated with mafic and ultramafic metavolcanics, impure quartzites, sillimanite quartzites and metapelites, which are disposed over an Archaean to Palaeoproterozoic basement. This set of rocks was submitted to (at least) two deformational events: D_n (main event), which is linked to the development of tight to isoclinal folds with a mainly SW dipping foliation, and NE-SW trending shear zones; and D_{n+1}, linked to the development of open folds with subvertical axial plane. Petrographic analysis shows that the SJMIF is mainly composed by magnetite and quartz, with minor percentages of other minerals. Exsolution lamellae of hercynite and ilmenite, and incipient martitization are common in magnetite. At least three metamorphic stages related to D_n were identified based in petrography: the first stage marks a metamorphic peak in granulite facies, followed by the second main stage, which is associated to the development of a retrometamorphic assemblage in amphibolite to green-schist facies, with cooling under approximately constant pressure (IBC path). The third stage is probably related to the orogenic collapse, marked by the development of textures that indicate isothermal decompression (ITD path). A fourth stage (post-D_n or sin-D_{n+1}) is characterized by a higher degree assemblage. The geochemistry and petrography of the SJMIF points to a precipitate origin for the iron with certain contamination by clastics. Regarding the metavolcanics, their geochemistry indicates OIB, N-MORB and E-MORB signatures. Field data, petrography, geochemistry and microprobe data, together with information about genetic models for iron formation and previous works in literature permitted to conclude that the SJMIF can be classified as a Neoproterozoic Algoma-type iron formation developed in a rift-like basin that possibly accompanied the Rodinia break up in Neoproterozoic. The origin for the iron can be associated to leaching of the associated volcanics by low temperature hydrothermal fluids. The D_n metamorphic assemblages were attributed to the development of the southern portion of Brasilia Belt while the post-D_n assemblage might be related to the first metamorphism event of Ribeira Belt.

Keywords: Iron Formation. Neoproterozoic. Algoma. Brasilia Belt. Ribeira Belt.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da área (polígono vermelho) na Folha Topográfica Mangaratiba.....	22
Figura 2 –	Possíveis vias de acesso.....	23
Figura 3 –	Procedimentos realizados na preparação para análise química de rocha total.....	27
Figura 4 –	Subdivisão da Província Mantiqueira em três segmentos e seus principais orógenos.....	29
Figura 5 –	Mapa tectônico do segmento central do Sistema Mantiqueira, mostrando principalmente a Faixa Ribeira e sul da Faixa Brasília.....	31
Figura 6 –	Perfil mostrando disposição dos terrenos tectono-estratigráficos da Faixa Ribeira.....	35
Figura 7 –	Estágios evolutivos do Orógeno Ribeira.....	37
Figura 8 –	Interpretação da junção entre as Faixas Ribeira e Brasília.....	39
Figura 9 –	Reinterpretação da zona de interferência entre as Faixas Ribeira e Brasília.....	42
Figura 10 –	Diagrama esquemático mostrando a abundância relativa das principais formações ferríferas pré-cambrianas do mundo vs. tempo.....	44
Figura 11 –	Distribuição temporal dos tipos texturais BIF/FFB e GIF/FFG.....	46
Figura 12 –	Diferenças texturais entre as formações ferríferas bandadas (A) e granulares (B).....	47
Figura 13 –	Tipos de formações ferríferas e rochas ferríferas precipitadas, seus ambientes de deposição e fácies.....	48
Figura 14 –	Ambientes tectônicos de deposição das formações ferríferas do tipo Algoma, Superior e Rapitan.....	52
Figura 15 –	Ambientes de deposição das fácies de formações ferríferas do tipo Algoma, Superior e Rapitan e sua distribuição temporal.....	53
Figura 16 –	Compilado de gráficos ETRY das formações ferríferas Wadi Karim (A e B) e Um Anab (C e D), normalizadas pelo PAAS e Condrito.....	65
Figura 17 –	Padrões de distribuição de ETRY normalizados pelo PAAS de amostras de formação ferrífera bandada da Formação Jucurutu, Rio	

	Grande do Norte.....	66
Figura 18 –	Exemplos em afloramento de gnaisses do embasamento (Unidade Metacharnoenderbito/ Opx-Hb-Bi gnaisse).....	72
Figura 19 –	Fotomicrografias mostrando aspecto geral em lâmina sob luz transmitida dos gnaisses do embasamento.....	73
Figura 20 –	Fotomicrografias sob luz transmitida de texturas frequentemente observadas em porfiroclastos de plagioclásio de rochas do embasamento.....	74
Figura 21 –	Fotomicrografias sob luz transmitida de exemplos de Opx-Hb-Bi gnaisse contendo anfibólios na sua composição mineralógica.....	76
Figura 22 –	Afloramentos da Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaisse.....	78
Figura 23 –	Afloramento de paragneisse em alto estado de alteração e detalhe à direita.....	78
Figura 24 –	Fotomicrografias sob luz transmitida de (sillimanita)-granada-biotita gnaisse da área de estudo.....	80
Figura 25 –	Fotomicrografia sob luz transmitida de detalhe da lâmina AFC-69.....	81
Figura 26 –	Detalhe de afloramento de granada-biotita gnaisse (ponto AFC-61).....	82
Figura 27 –	Fotomicrografias sob luz transmitida de algumas amostras de rochas calciossilicáticas descritas neste trabalho e sua diversidade mineralógica.....	84
Figura 28 –	Exemplo de afloramento de quartzito impuro, de textura grossa (tipo sal grosso), com detalhe à direita, no ponto AFC-33.....	86
Figura 29 –	Fotomicrografia sob luz transmitida da lâmina AFC-42-B.....	87
Figura 30 –	Exemplos de sillimanita-quartzito.....	87
Figura 31 –	Fotomicrografia sob luz transmitida da lâmina AFC-21-A (sillimanita-quartzito).....	88
Figura 32 –	Aspecto em afloramento da formação ferrífera estudada.....	90
Figura 33 –	Lâminas da formação ferrífera mostrando diferenças texturais.....	91
Figura 34 –	Fotomicrografias de lâmina delgada de Formação Ferrífera Bandada (THM-324-B).....	93
Figura 35 –	Estimativas de composição de lamelas exsolvidas de espinélio e espinélio granular na borda de ilmenita.....	94
Figura 36 –	Fotomicrografia sob luz refletida da lâmina AFC-45 (FFB).....	95

Figura 37 –	Fotomicrografia da lâmina THM-220 (FFH).....	95
Figura 38 –	Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas AFC-15-A (FFH) e THM-94-D (FFM).....	96
Figura 39 –	Fotomicrografias sob luz transmitida da lâmina AFC-94-D (FFM) e THM-267-C (FFH-FFB).....	97
Figura 40 –	Fotomicrografias da lâmina AFC-01 (FFM).....	99
Figura 41 –	Afloramento de metamáficas/metaultramáficas alteradas no ponto AFC-15.....	101
Figura 42 –	Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas de metaultramáficas.....	103
Figura 43 –	Fotomicrografias sob luz transmitida da lâmina THM-341 (rocha metamáfica - anfibolito).....	104
Figura 44 –	Fotomicrografias das lâminas THM-341 e THM-289 (anfibolito) sob luz transmitida.....	106
Figura 45 –	Fotomicrografias da lâmina AFC-73-B (anfibolito) sob luz transmitida.....	107
Figura 46 –	Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas AFC-73-B e THM-207-B (anfibolitos).....	108
Figura 47 –	Fotomicrografias da lâmina THM-207-B sob luz transmitida.....	109
Figura 48 –	Rochas meta-intrusivas em afloramento e lâmina delgada.....	110
Figura 49 –	Rocha sedimentar de matriz ferruginosa disposta em discordância sobre as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar.....	111
Figura 50 –	Estereograma apresentando os polos dos planos de foliação S_n e lineações L_n na área de estudo.....	113
Figura 51 –	Exemplos de indicadores cinemáticos nas rochas da área mapeada.....	114
Figura 52 –	Dobras F_{n+1} associadas a D_{n+1}	115
Figura 53 –	Proposta de cronologia relativa das fases minerais na formação ferrífera descrita neste trabalho baseada em relações texturais.....	119
Figura 54 –	Proposta de cronologia relativa das fases minerais nas rochas máficas/ultramáficas descritas neste trabalho baseada em relações texturais.....	122
Figura 55 –	Plotagem das amostras em diagramas binários $TixZr$, $ZrxTh$ e $TixTh$	126
Figura 56 –	Plotagem nos diagramas de classificação de rochas vulcânicas.....	132

Figura 57 –	Plotagem MgO versus elementos maiores na forma de óxidos.....	133
Figura 58 –	Plotagens em diagramas de discriminação tectônica.....	136
Figura 59 –	Padrões de distribuição de elementos terras raras normalizados pelo NASC para os modelos de formação ferrífera Algoma arqueanos, Superior paleoproterozoicos e Rapitan neoproterozóicos.....	147
Figura 60 –	Padrões de distribuição de ETRY normalizados para formações ferríferas neoproterozóicas tipo Algoma.....	148
Figura 61 –	Ilustração do modelo proposto para a origem da FFSJM, considerando a deformação responsável pela sua atual estruturação.....	153

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 –	Plotagem da média de elementos maiores da fácies óxido dos três tipos de formação ferrífera (Algoma, Superior e Rapitan).....	60
Gráfico 2 –	Média de alguns elementos-traço de BIFs da Formação Carajás (MG) comparados com os tipos Algoma e Superior, normalizados pelo UCC.....	61
Gráfico 3 –	Diagrama P-T mostrando os efeitos da adição do componente enstatita (X_{En}) na estabilidade do ortopiroxênio rico em ferro.....	117
Gráfico 4 –	Curva <i>solvus</i> para o sistema Magnetita-Hercinita, sob pressão fixa em 2 Kbar.....	118
Gráfico 5 –	<i>Grid</i> petrogenético para metapelitos mostrando delimitação do campo de estabilidade da assembleia de facies granulito do (Sillimanita)-granada-biotita gnaïsse.....	120
Gráfico 6 –	Grid petrogenético para metamorfismo de rochas máficas.....	121
Gráfico 7 –	Forte correlação negativa encontrada entre SiO_2 e Fe_2O_{3t} para as amostras da FFSJM.....	123
Gráfico 8 –	Padrão de distribuição de elementos maiores de amostras da FFSJM e sillimanita quartzito (amostra AFC-24-A).....	121
Gráfico 9 –	Padrão de distribuição de elementos traço de amostras da FFSJM e sillimanita quartzito (amostra AFC-24-A), normalizados pelo UCC.....	126
Gráfico 10 –	Diagrama discriminatório de ambiente de formação de rochas ferríferas $Cu+Co+Ni$ versus $\sum ETR$	127
Gráfico 11 –	Padrão de distribuição de elementos terras raras + Y das amostras da FFSJM normalizados pelo UCC.....	128
Gráfico 12 –	Plotagem das razões $(Ce/Ce^*)_N$ versus $(Pr/Pr^*)_N$ das amostras estudadas para determinação das anomalias verdadeiras de Ce.....	130
Gráfico 13 –	Padrões de distribuição de elementos traço incompatíveis das amostras deste estudo, normalizados pelo Manto Primitivo (<i>Primitive Mantle</i>).....	134
Gráfico 14 –	Padrões de distribuição de Elementos Terras Raras das amostras deste estudo, normalizados pelo CI-Condrito.....	135

Gráfico 15 – Padrões de distribuição de elementos terras raras de amostras da Formação Ferrífera São João Marcos, com destaque às anomalias discutidas neste capítulo.....	146
--	-----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Composição química de amostras representativas da fácies óxido.....	56
Tabela 2 –	Resumo das principais características das fácies (sulfeto, carbonato, silicato e óxido).....	57
Tabela 3 –	Média dos elementos maiores (em forma de % de óxidos) dos tipos Superior e Algoma por fácies dominante.....	58
Tabela 4 –	Análise química de elementos maiores (% de óxidos) de formações ferríferas do tipo Rapitan.....	59
Tabela 5 –	Síntese das unidades relevantes à área deste estudo mapeadas em trabalhos prévios.....	70
Tabela 6 –	Síntese de idades recentes obtidas para as unidades aflorantes na área de mapeamento.....	70
Tabela 7 –	Relação das unidades descritas neste trabalho e unidades mapeadas em trabalhos prévios.....	140
Tabela 8 –	Síntese dos eventos de deformação da área estudada, suas estruturas geradas e etapas de metamorfismo associadas.....	142

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

?	Mineral não identificado
Act	Actinolita
Alm	Almandina
Anf	Anfibólio (geral)
Ap	Apatita
BIF	<i>Banded Iron Formation</i>
Bt	Biotita
CAB	<i>Calc-alkaline Basalts</i>
Cau	Caulinita
Cb	Carbonato (geral)
CETEM	Centro de Tecnologia Mineral
CFB	<i>Continental Flood Basalts</i>
Cl	Clorita
Cpx	Clinopiroxênio (geral)
Cum	Cummingtonita
Cum-gru	Cummingtonita-grunerita (série)
E	Leste
E-MORB	<i>Enriched Mid Ocean Ridge Basalts</i>
ENE	Leste Nordeste
Ep	Epídoto
FFB	Formação Ferrífera Bandada
FFG	Formação Ferrífera Granular
FFSJM	Formação Ferrífera São João Marcos
Fp	Feldspato (geral)
Fs	Ferrossilita
GIF	<i>Granular Iron Formation</i>
Goe	Goethita
Gru	Grunerita
Gt	Granada (geral)
Hb	Hornblenda

Hc	Hercinita
Hdx-Fe	Hidróxido de Ferro (geral)
Hem	Hematita
IAB	<i>Island Arc Basalts</i>
IAT	<i>Island Arc Tholeiites</i>
ICP-MS	<i>Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
Il	Ilmenita
K-F	Feldspato Potássico (geral)
LA	<i>Laser Ablation</i>
LGPA	Laboratório Geológico de Processamento de Amostras
Mag	Magnetita
Mic	Microclina
Mu	Muscovita
Multilab	Laboratório Multi-Usuário de Meio Ambiente e Materiais
N	Norte
NASC	<i>North American Shale Composite</i>
NE	Nordeste
NEE	Nordeste Leste
N-MORB	<i>Normal Mid Ocean Ridge Basalts</i>
NW	Noroeste
OIB	<i>Ocean Island Basalts</i>
Opx	Ortopiroxênio (geral)
PAAS	<i>Post Archean Australian Shale</i>
Pl	Plagioclásio
Qz	Quartzo
Rt	Rutilo
S	Sul
SE	Sudeste
Sil	Sillimanita
Sp	Espinélio (geral)
SSW	Sul Sudoeste
SW	Sudoeste
Ti	Titanita

Tm	Turmalina
UCC	<i>Upper Continental Crust</i>
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
UFRN	Universidade Federal do Rio Grande do Norte
W	Oeste
WNW	Oeste Noroeste
WPA	<i>Within Plate Alkalines</i>
WPB	<i>Within Plate Basalts</i>
WPT	<i>Within Plate Tholeiites</i>
WSW	Oeste Sudoeste
Zr	Zircão

LISTA DE SÍMBOLOS

%	Porcentagem
>	Maior que
<	Menor que
°C	Graus Celsius
μm	Micrômetros
cm	Centímetros
g	Gramas
Ga	Bilhões de anos
GPa	Gigapascal
Kbar	Quilobar
Kg	Quilogramas
Km	Quilômetros
Ma	Milhões de anos
mm	Milímetros
ppb	Partes por bilhão
ppm	Partes por milhão

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	22
1	OBJETIVOS.....	24
2	MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
2.1	Etapa pré-campo.....	25
2.2	Etapa de campo.....	25
2.3	Etapa de preparação e análise de amostras.....	26
2.3.1	<u>Geoquímica de Rocha Total.....</u>	26
2.3.2	<u>Química mineral em microsonda eletrônica.....</u>	28
2.4	Etapa pós campo.....	28
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	29
3.1	A Província Mantiqueira.....	29
3.2	A Faixa Ribeira.....	30
3.3	Compartimentação tectono-estratigráfica do segmento central da Faixa Ribeira.....	31
3.3.1	<u>Terreno Ocidental.....</u>	31
3.3.2	<u>Terreno Paraíba do Sul/Embu.....</u>	33
3.3.3	<u>Terreno Oriental.....</u>	33
3.3.4	<u>Terreno Cabo Frio.....</u>	34
3.4	Evolução Geotectônica.....	35
3.5	Novas Interpretações relacionadas à área de estudo: Zona de Interferência entre as Faixas Ribeira e Brasília.....	38
4	ESTADO DA ARTE SOBRE FORMAÇÕES FERRÍFERAS.....	43
4.1	Definição e nomenclatura.....	43
4.2	Distribuição, abundância e ocorrências de formações ferríferas.....	44
4.3	Classificação de Formações Ferríferas.....	45
4.3.1	<u>Classificação Textural.....</u>	45
4.3.2	<u>Classificação Paleoambiental.....</u>	47
4.3.2.1	Formações Ferríferas Tipo Algoma.....	49
4.3.2.2	Formações Ferríferas Tipo (Lago) Superior.....	50
4.3.2.3	Formações Ferríferas Tipo Rapitan.....	51

4.4	Fácies de Formações Ferríferas	52
4.4.1	<u>Sulfeto</u>	53
4.4.2	<u>Carbonato</u>	54
4.4.3	<u>Óxido</u>	55
4.4.4	<u>Silicato</u>	56
4.5	Litoquímica de formações ferríferas	58
4.5.1	<u>Elementos maiores</u>	58
4.5.2	<u>Elementos-traço</u>	60
4.5.3	<u>Elementos terras raras</u>	61
4.6	Formações ferríferas neoproterozóicas	63
4.6.1	<u>Formações ferríferas neoproterozóicas associadas a rochas vulcânicas (Tipo Algoma Neoproterozóico)</u>	64
4.6.2	<u>Formações ferríferas associadas a depósitos plataformais (Tipo Superior Neoproterozóico)</u>	66
4.6.3	<u>Formações ferríferas neoproterozóicas relacionadas a eventos de glaciação (Tipo Rapitan)</u>	67
5	SÍNTESE DE TRABALHOS PRÉVIOS RELACIONADOS À ÁREA ...	68
6	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	71
6.1	Caracterização das litologias mapeadas e petrografia	71
6.1.1	<u>Unidade metacharnoenderbito/Ortopiroxênio-hornblenda-biotita gnaisse</u>	71
6.1.2	<u>Sequência Metavulcanossedimentar</u>	77
6.1.2.1	Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaisse.....	77
6.1.2.1.1	<i>Ferro-exalitos</i>	82
6.1.2.1.2	<i>Rochas Calciossilicáticas</i>	83
6.1.2.2	Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera.....	85
6.1.2.2.1	<i>Quartzitos puros a impuros</i>	85
6.1.2.2.2	<i>Sillimanita quartzitos</i>	87
6.1.2.2.3	<i>Formação Ferrífera São João Marcos</i>	89
6.1.2.3	Unidade Metamáfica/metaultramáfica.....	100
6.1.3	<u>Unidade Metaígnea Intrusiva</u>	109
6.1.4	<u>Rochas Ígneas Intrusivas</u>	111
6.1.5	<u>Depósitos de rochas sedimentares de idade Terciário/Quaternário</u>	111
6.1.6	<u>Depósitos Quaternários Inconsolidados</u>	112

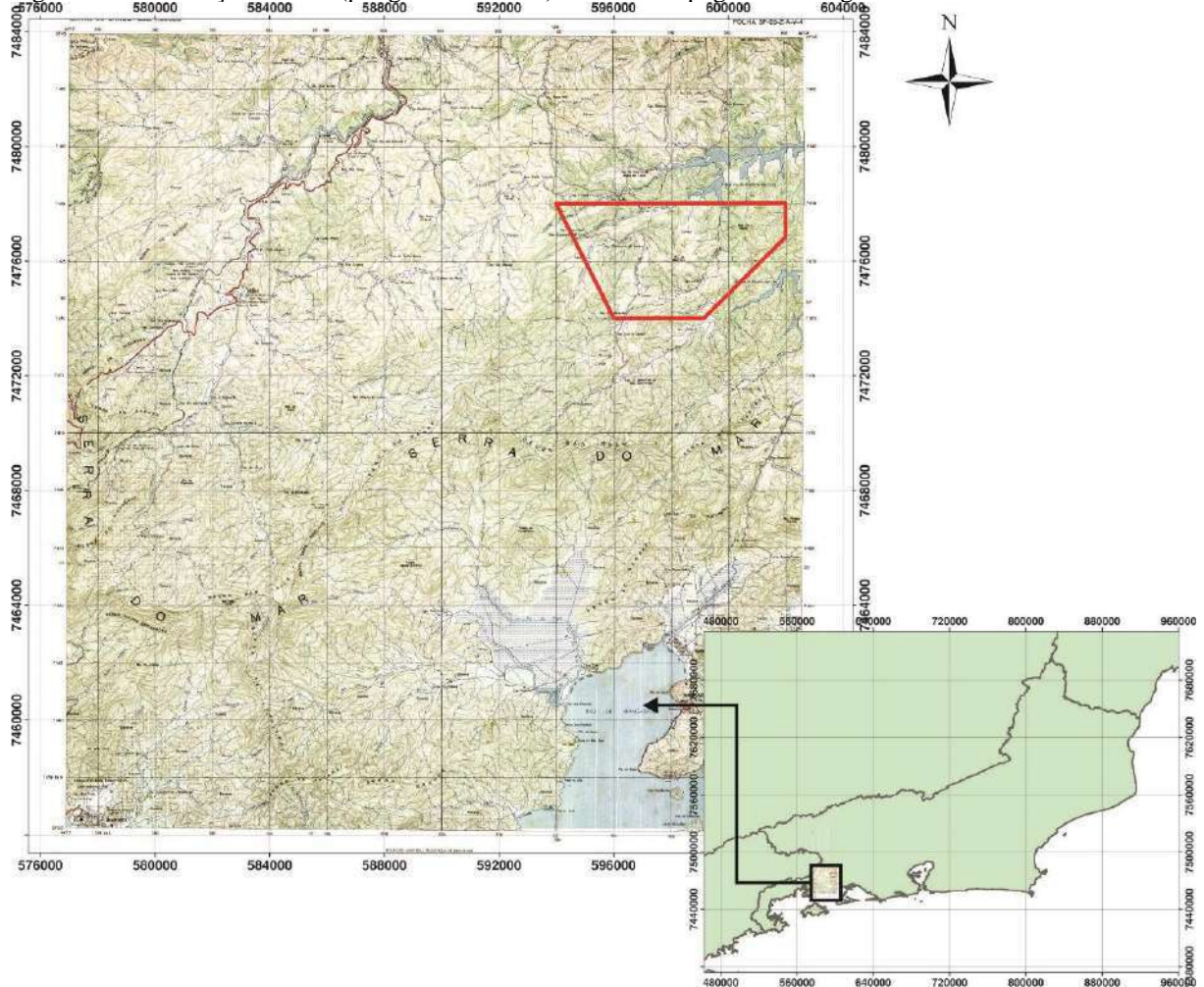
6.2	Geologia estrutural	112
6.2.1	<u>Deformação Dúctil</u>	112
6.2.2	<u>Deformação Rúptil</u>	115
6.3	Metamorfismo da FFSJM e rochas máficas/ultramáficas associadas	116
6.3.1	<u>Metamorfismo da Formação Ferrífera São João Marcos</u>	116
6.3.2	<u>Metamorfismo das rochas Metamáficas/metaultramáficas Associadas</u>	122
6.3.3	<u>Metassomatismo Potássico</u>	122
7	LITOQUÍMICA DA FORMAÇÃO FERRÍFERA SÃO JOÃO MARCOS E ROCHAS METAMÁFICAS/METAULTRAMÁFICAS ASSOCIADAS	123
7.1	Formação Ferrífera São João Marcos	123
7.1.1	<u>Elementos maiores</u>	123
7.1.2	<u>Elementos traço</u>	125
7.1.3	<u>Elementos terras raras +Y</u>	127
7.2	Rochas metamáficas/metaultramáficas	131
7.2.1	<u>Elementos maiores</u>	131
7.2.2	<u>Elementos traço e terras raras</u>	133
8	DISCUSSÕES	138
8.1	Sobre a cronologia das unidades mapeadas e a relação com trabalhos anteriores	138
8.2	Sobre os eventos de deformação e metamorfismo e relação com o contexto geológico regional	140
8.3	Sobre a litoquímica da Formação Ferrífera São João Marcos e metamáficas/metaultramáficas associadas e relação com petrografia e campo	143
8.3.1	<u>Formação Ferrífera São João Marcos</u>	143
8.3.2	<u>Rochas Metamáficas e Metaultramáficas</u>	149
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	151
	REFERÊNCIAS	154
	APÊNDICE A - Mapa de pontos	168
	APÊNDICE B - Mapa geológico-estrutural (1:10.000) e perfis da área	171
	APÊNDICE C - Tabela de campo simplificada	173
	APÊNDICE D - Análises químicas de Rocha Total	181

APÊNDICE E - Análises em microsonda.....	187
---	------------

INTRODUÇÃO

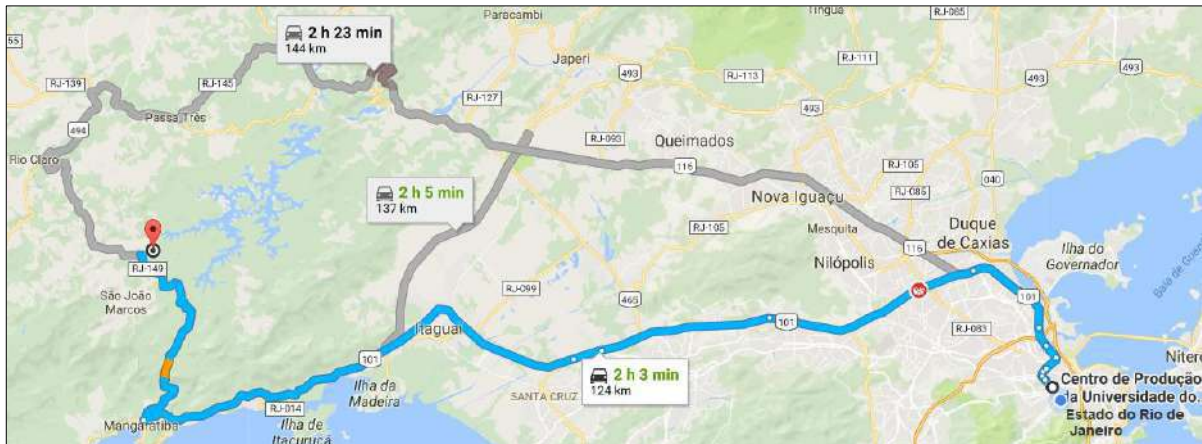
A área de estudo deste trabalho está situada entre os municípios de Rio Claro e Mangaratiba, no Estado do Rio de Janeiro, na porção nordeste da Folha Topográfica SF-23-Z-A-V-4 (Mangaratiba) (Figura 1). Este polígono foi definido por representar uma área com as principais ocorrências da formação ferrífera proposta para análise. O acesso se dá principalmente pela BR-101 e RJ-149 (Figura 2). O ponto de referência para o cálculo de distância foi o Parque Arqueológico e Ambiental de São João Marcos, que serviu de alojamento durante as expedições de campo.

Figura 1 – Localização da área (polígono vermelho) na Folha Topográfica Mangaratiba.



Nota: DATUM Córrego Alegre; Projeção UTM; Zona 23K
 Fonte: A autora, 2018.

Figura 2 – Possíveis vias de acesso (principal em azul) e tempo estimado à área de estudo a partir da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.



Fonte: Google Maps.

Esta região tem sido estudada com mais detalhe desde a segunda metade da década de 70, sendo os primeiros trabalhos feitos por empresas de mineração focadas nas ocorrências de mineralizações de sulfetos da região de Lídice - Rio Claro (RJ). Posteriormente, projetos de mapeamento geológico básico e acadêmicos foram realizados, contribuindo assim para o melhor entendimento da estratigrafia, estruturas e origem das mineralizações. Uma breve descrição destes trabalhos é apresentada no Capítulo 5 – Síntese de trabalhos prévios relacionados à área. No entanto, até o momento, a maior parte destes trabalhos de mapeamento apresenta-se em escala regional (1:50.000 e menores) e semi-detalhe (1:25.000-1:10.000), com detalhe (1:10.000) admitido apenas em pontos de interesse, como por exemplo, nas localidades com mineralizações sulfetadas. Apesar de reportadas em alguns destes trabalhos prévios, há poucas informações sobre as ocorrências desta formação ferrífera que permitam determinar com maior precisão sua relação com as demais litologias, bem como que auxiliem na interpretação da sua gênese.

É importante salientar que aqui o termo “formação ferrífera” foi admitido para se referir às rochas deste estudo compostas principalmente por sílica e ferro, mas que já foram citadas em trabalhos prévios na área como “magnetita quartzitos” ou “quartzitos com magnetita”. A escolha da terminologia mais adequada está em concordância com os parâmetros de nomenclatura descritos no Capítulo 4 – Estado da Arte, em especial, com a definição de James (1954; 1966) para formações ferríferas.

1 OBJETIVOS

A presente dissertação de Mestrado apresenta os resultados do estudo da Formação Ferrífera São João Marcos, assim nomeada em homenagem a um antigo município homônimo que hoje abrange a área de estudo, localizada entre os municípios de Rio Claro e Mangaratiba – RJ. Este estudo teve como objetivo o detalhamento da geologia da referida formação ferrífera, incluindo interpretações sobre sua gênese, à luz dos novos conhecimentos descritos para a área, em uma abordagem multidisciplinar que é essencial para a melhor compreensão da evolução das faixas móveis neoproterozóicas Ribeira e Brasília, cujo contexto geotectônico relaciona-se ao da área estudada.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste trabalho se deu nas etapas descritas a seguir, que não necessariamente encontram-se em ordem cronológica, tendo sido realizadas de maneira conjunta, conforme a disponibilidade dos laboratórios e equipamentos, e viabilidade de realização das excursões de campo.

2.1 Etapa pré-campo

Esta etapa consistiu no levantamento bibliográfico de informações sobre o contexto geológico e geotectônico regional, bem como trabalhos de mapeamento relacionados à área já realizados e modelos de gênese de formações ferríferas.

Além disso, por se tratar de um polígono inserido dentro da área estudada recentemente por Hoffmann (2016), sob orientação do prof. Dr. Rodrigo Peternel, algumas seções delgadas/polidas de amostras coletadas para sua dissertação foram descritas nesta etapa. As descrições foram realizadas no Laboratório de Mineralogia e Petrografia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte e no Laboratório de Petrografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e incluem aspectos mineralógicos, petrográficos, estruturais e microtectônicos.

2.2 Etapa de campo

Esta etapa incluiu o mapeamento geológico-estrutural da área na escala de detalhe (1:10.000 – 1:5000) nas áreas de ocorrência da formação ferrífera.

Os trabalhos de campo contaram com seis expedições, iniciadas em maio de 2017 e finalizadas em dezembro de 2017. O padrão de coleta de amostras foi irregular, ou seja, sem obedecer a uma malha de amostragem planejada devido às limitações impostas pelo relevo acidentado, avançado estado de alteração intempérica das rochas, vegetação alta em certos locais e outras dificuldades de acesso. Os pontos foram descritos principalmente ao longo de vias de acesso como rodovias e estradas carroçáveis, onde se encontram as melhores exposições

do tipo corte de estrada, e alguns ao longo de drenagens e encostas fora de estrada quando acessíveis. Os caminhamentos foram feitos por vezes sem a necessidade de veículo.

Cada ponto foi descrito detalhadamente em caderneta, incluindo seus parâmetros de localização (coordenadas UTM, DATUM, zona, altitude), características petrográficas visíveis com lupa (composição mineralógica principal e textura), parâmetros estruturais (foliações e lineações), relação de contato com outras litologias e demais características relevantes. Além disso, algumas amostras (principalmente de quartzitos, formação ferrífera e rochas metamáficas/metaultramáficas) foram coletadas para confecção de lâminas delgadas e polidas, química mineral e geoquímica. A folha topográfica Mangaratiba e o mapa de Hoffmann (2016) foram utilizados para posicionamento em campo e escolha dos melhores acessos e afloramentos.

2.3 Etapa de preparação e análise de amostras

Neste estágio, as amostras coletadas em campo foram selecionadas e preparadas para as análises químicas: geoquímica de rocha total, incluindo elementos maiores, traços e terras raras por ICP-MS e química mineral em microsonda eletrônica. A laminação e o polimento das amostras foram realizados no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA-UERJ). As análises de química mineral foram feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (Labsonda - DEGEO-UFRJ) a química de rocha total realizada no Australian Laboratory Services (ALS).

2.3.1 Geoquímica de Rocha Total

Para a realização da análise geoquímica de rocha total, foram selecionadas 10 amostras coletadas nas expedições deste trabalho, e 5 amostras coletadas nas expedições do mestrado de Hoffmann (2016). Estas amostras incluem a Formação Ferrífera São João Marcos, sillimanita-quartzito e rochas metamáficas e metaultramáficas.

O início da preparação contou com a britagem manual de uma porção de cada amostra coletada, em geral, do centro, a fim de minimizar os efeitos de alteração superficial, e evitando a presença de veios de quartzo e fraturas. Obtida uma fração de tamanho ideal, os fragmentos foram reduzidos a um pó muito fino com auxílio do moinho de bolas, peneirados (abaixo de 200 *mesh*), armazenados e etiquetados em recipiente adequado, para envio ao laboratório de análise (ALS) (Figura 3).

Figura 3 – Procedimentos realizados na preparação para análise química de rocha total



Legenda: Material selecionado e fatiado para fragmentação manual (A), cujo produto pode ser visualizado em (B); recipiente do moinho de bolas (C) utilizado para obtenção de material fino (D) a ser enviado para laboratório.

Fonte: A autora, 2018.

A manipulação e interpretação dos dados obtidos foram feitas com o auxílio dos softwares Excel e GCDKit, através dos quais foi possível a plotagem em diagramas geoquímicos adequados e comparação dos padrões de distribuição e razões de elementos (maiores, traços e terras-raras) com modelos prévios existentes na literatura. Para a Formação Ferrífera São João Marcos, foi necessária a normalização dos elementos terras raras com um padrão internacional, no caso o UCC (*Upper Continental Crust*). As análises químicas dos

traços e terras raras das rochas metamáficas/metaultramáficas foram normalizadas pelo Manto Primitivo e Condrito, respectivamente.

2.3.2 Química mineral em microsonda eletrônica

Para realização deste procedimento, foram selecionadas 4 lâminas delgadas da Formação Ferrífera São João Marcos, as quais foram confeccionadas e polidas no LGPA (UERJ). A “metalização” com carbono e as análises de química mineral foram feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica - Labsonda (UFRJ) e interpretadas com auxílio do software que acompanha a microsonda. Alguns cristais muito pequenos para serem analisados pela microsonda tiveram sua composição estimada por meio de espectroscopia de Raios X por dispersão de energia (EDS). Foram analisados opacos (magnetita e ilmenita), espinélio, granada, anfibólio e ortopiroxênio. Normalizações e cálculo dos *end-members* para ortopiroxênio e granada foram feitos em Excel, utilizando uma base disponibilizada pela Carleton University (Canadá).

2.4 **Etapa pós-campo**

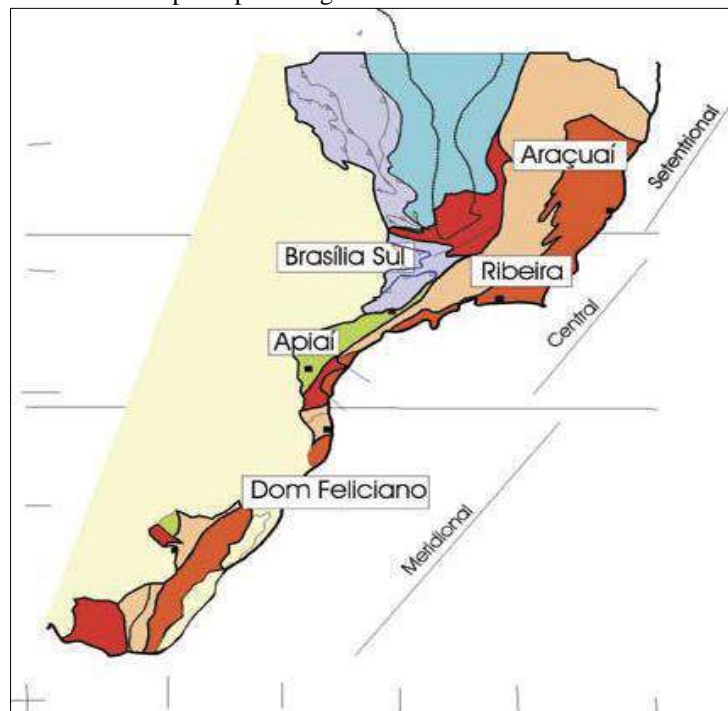
A etapa pós-campo consistiu na integração das interpretações dos dados obtidos, além da confecção do mapa litológico-estrutural a partir das informações de campo, da descrição petrográfica de lâminas delgadas e polidas de amostras coletadas neste trabalho e da produção da dissertação.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 A Província Mantiqueira

A área de estudo deste trabalho está inserida na Faixa Ribeira, a qual faz parte da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981), um sistema orogênico Neoproterozóico-Cambriano que se estende do sul da Bahia ao Uruguai, cujo desenvolvimento (da orogênese até o seu colapso) ocorreu em um período de tempo compreendido entre 880 Ma e 480 Ma (HEILBRON et al., 2004). Este sistema é geograficamente dividido em um segmento setentrional, constituído pelo Cinturão Araçuaí; um segmento central, que engloba a Faixa Ribeira e sua zona de interferência com a Faixa Brasília, além dos terrenos Apiaí, São Roque e Embu; e um segmento meridional, composto pelas faixas São Gabriel e Dom Feliciano (HEILBRON et al., 2004) (Figura 4).

Figura 4 – Subdivisão da Província Mantiqueira em três segmentos e seus principais orógenos.



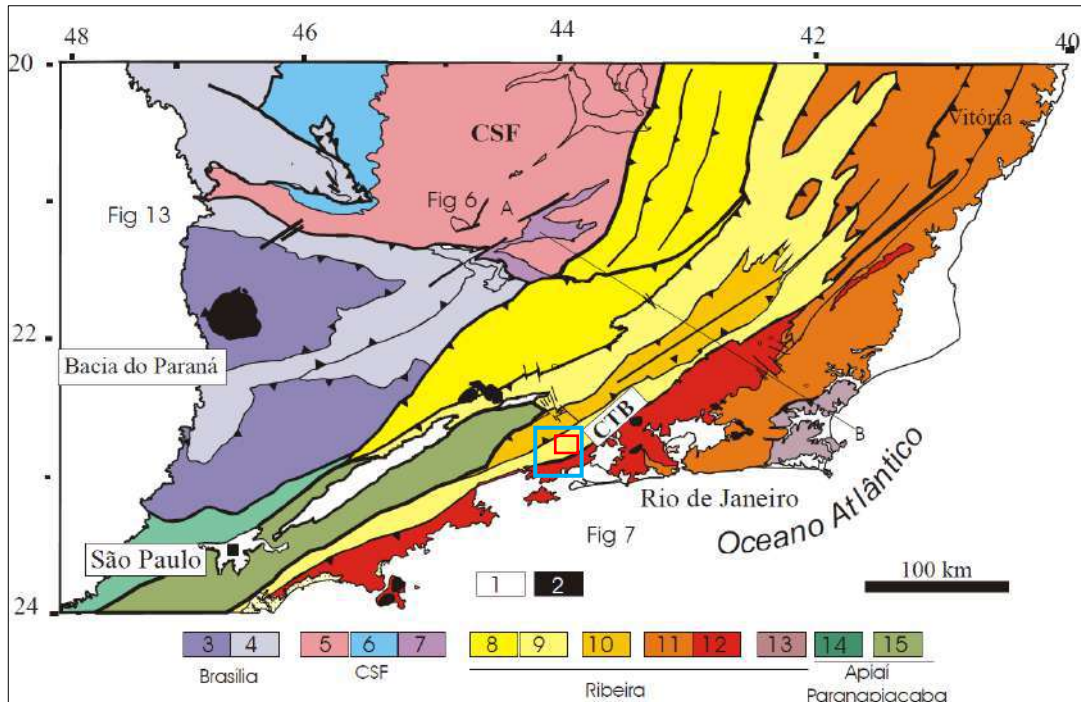
Fonte: HEILBRON et al., 2004.

3.2 A Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira corresponde a um complexo cinturão de dobramentos e empurrões estruturado no Neoproterozóico/Cambriano que se estende por cerca de 1400 Km ao longo da borda sul e sudeste do Cráton do São Francisco (HEILBRON et al., 2000). Limita-se, a sul, pelo Cráton Luiz Alves (coberto pela Bacia do Paraná); a noroeste sobrepõe as estruturas NNW da Faixa Brasília, resultando em uma complexa zona de interferência (TROUW et al. 2000; 2013; TROUW; PACIULLO, RIBEIRO, 1994); e a Norte, transiciona para a Faixa Araçuaí, porém o limite entre estes dois orógenos é mais provavelmente de caráter geográfico, uma vez que ambos têm suas sucessões sedimentares relacionadas a processos extensionais pós-1,8 Ga e compartilham uma mesma história colisional neoproterozóica (HEILBRON et al., 2000).

Com relação à compartimentação tectono-estratigráfica, os segmentos norte e central da Faixa Ribeira são compostos por quatro terrenos (HEILBRON et al., 2004): Ocidental; Paraíba do Sul/Embu; Oriental e Cabo Frio, enquanto o segmento sul é dividido nos terrenos Socorro, Apiaí, Embu e Curitiba (CAMPOS NETO, 2000; BASEI et al., 2008). Estes terrenos são separados por falhas de empurrão ou por zonas de cisalhamento transpressivas dextrais (HEILBRON et al., 2004). Maior ênfase será dada a partir deste ponto ao segmento central da Faixa Ribeira, visto a localização da área contemplada no presente estudo (Figura 5).

Figura 5 – Mapa tectônico do segmento central do Sistema Mantiqueira, mostrando principalmente a Faixa Ribeira e sul da Faixa Brasília.



Legenda: 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; 5- Embasamento do Cráton São Francisco e domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- *Klippe* Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental; 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14- Terrenos São Roque e Açunguí; 15- Terreno Embu.

Nota: Localização da área de estudo indicada pelo polígono em vermelho. Perfil A-B presente na Figura 6.
Fonte: HEILBRON et al., 2007. Adaptado pela autora, 2018.

3.3 Compartimentação tectono-estratigráfica do segmento central da Faixa Ribeira

Como já mencionado, o segmento central da Faixa Ribeira é dividido em quatro terrenos tectono-estratigráficos (Figura 6), detalhados a seguir.

3.3.1 Terreno Ocidental

O Terreno Ocidental é interpretado, juntamente com as *Nappes* Inferiores da Faixa Brasília, como a margem retrabalhada do Cráton São Francisco (HEILBRON et al., 2008). É

subdividido nos domínios estruturais Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, de noroeste para sudeste (HEILBRON et al., 2008), sendo que a área de estudo está inserida no Domínio Juiz de Fora.

O Domínio Autóctone é composto por um embasamento cratônico Arqueano a Paleoproterozóico, o qual inclui associações de *greenstonebelt*, migmatitos e granulitos, além de gabros, dioritos e ortognaisses tipo TTG na sua porção norte (HEILBRON et al., 2010). Este embasamento é sobreposto discordantemente por sucessões metassedimentares metamorfasadas em fácies xisto-verde a anfíbolito (TROUW et al., 2000).

O Domínio Andrelândia representa a porção basal alóctone do Terreno Ocidental (HEILBRON et al., 2010). Seu embasamento (Complexo Mantiqueira) é formado por suítes de ortognaisses migmatíticos calcioalcalinos com corpos de anfíbolitos e, em menor quantidade granulitos (HEILBRON et al., 2008; 2010), sobreposto por sucessões de margem passiva representadas pela Megassequência Andrelândia (HEILBRON et al., 2010).

O Domínio Juiz de Fora corresponde a um sistema de empurrões sobrepostos ao Domínio Andrelândia, sendo formado por um embasamento (Complexo Juiz de Fora) (HEILBRON et al., 2010), e por uma cobertura metassedimentar neoproterozóica correlata à Megassequência Andrelândia citada anteriormente (TROUW et al., 2000). Embasamento e cobertura, neste domínio, encontram-se tectonicamente intercalados e metamorfasados em fácies granulito (TUPINAMBÁ et al., 2007).

O Complexo Juiz de Fora compreende principalmente gnaisses charno-enderbíticos e enderbíticos e, em menor quantidade, gnaisses charnockíticos e rochas metabásicas (HEILBRON et al., 2010). Os protólitos incluem granitoides calcioalcalinos representantes de arco magmático cordilheriano e de arco de ilhas, além de granitos colisionais (2,14 e 2,07 Ga) (HEILBRON et al., 2004).

A Megassequência Andrelândia (PACIULLO et al., 2000) é formada por duas sequências separadas por uma discordância angular: Sequência Carrancas (inferior) composta por paragnaisses de protólito arcoseano, com intercalações de quartzito, muscovita xisto e anfíbolito, recoberto por sucessão quartzítica, com muscovita xisto subordinado, e por fim (grafita)-muscovita filito/xisto com intercalações de quartzito subordinadas; Sequência Serra do Turvo (superior) composta por biotita xisto/gnaiss homogêneo, com protólito interpretado como turbiditos distais, recoberto por sucessão estratificada de xisto com intercalação de quartzito, anfíbolito e em menor quantidade rochas calciossilicáticas e gondito. Ocorre em todos os domínios do Terreno Ocidental e nas *nappes* da porção sul da Faixa Brasília (HEILBRON

et al., 2004) com idades que variam entre 1,0 e 0,79 Ga (RIBEIRO et al., 1995; SOLLNER; TROUW, 1997). É interpretada como depositada em margem passiva, com fácies plataformais e distais (HEILBRON et al., 2004).

3.3.2 Terreno Paraíba do Sul/Embu

Os terrenos Paraíba do Sul e Embu, segundo Heilbron et al. (2008), podem ser considerados como uma mesma unidade visto que a passagem de um para o outro aparenta ser gradual.

A porção descrita como Terreno Paraíba do Sul possui um embasamento Paleoproterozóico pré-1,7 Ga representado por ortognaisses com hornblenda por vezes apresentando enclaves de rochas máficas, ultramáficas e calciossilicáticas (Complexo Quirino), enquanto a cobertura metassedimentar é representada por biotita gnaisses, sillimanita-granada biotita gnaisses, mármore dolomíticos e calciossilicáticas (Complexo/Grupo Paraíba do Sul) (HEILBRON et al., 2004; 2008). É caracterizada como uma *klippe* sinclinal empurrada sobre o Terreno Ocidental (TUPINAMBÁ et al., 2007).

A porção descrita como Terreno Embu possui um embasamento Paleoproterozóico representado por ortognaisses migmatíticos (Complexo Rio Capivari), o qual ocorre em forma de lentes alongadas (FERNANDES; CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1990), e uma cobertura metassedimentar representada pelo Complexo Embu (HASUI, 1975) composta por micaxistos e quartzitos imaturos (Unidade Rio Una); quartzitos e calciossilicáticas com intercalações de biotita gnaisses finos e anfibolitos (Unidade Rio Paraibuna), e gnaisses peraluminosos, biotita gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfibolitos, gnaisses cálcio-silicáticos e mármore (Unidade Redenção) (FERNANDES, 1991).

3.3.3 Terreno Oriental

O Terreno Oriental é principalmente constituído pelo Arco Magmático Rio Negro e é subdividido em três porções: O Domínio Cambuci, o Domínio Costeiro e o Domínio Italva

(HEILBRON; MACHADO, 2003). De acordo com Almeida et al. (1998), o Limite Tectônico Central (em inglês *Central Tectonic Boundary* – CTB) constitui a principal descontinuidade que separa o Terreno Oriental do Ocidental e corresponde a uma zona de cisalhamento com complexa evolução estrutural formada sob condições de alta temperatura.

O Domínio Cambuci (na base do terreno) compreende uma sucessão metavulcanossedimentar metamorfisada em fácies anfibolito alto a granulito, intrudida por diversas rochas granitoides (TUPINAMBÁ et al., 2007). A porção metavulcanossedimentar é representada por uma unidade migmatítica de granada-biotita gnaisses contendo lentes de mármore com olivina e calciossilicáticas, cujo protólito é interpretado como sendo depositado em ambiente de *forearc* (HEILBRON et al., 2008). Encontra-se tectonicamente colocado sobre o Domínio Juiz de Fora (TUPINAMBÁ et al., 2007).

O Domínio Costeiro representa a arquitetura do arco magmático e compreende ortognaisses (tonalitos a granitos cálcio-alcalinos e gabros) do Complexo Rio Negro intrudidos em paragnaisses pelíticos de alto grau (HEILBRON et al., 2008). Este terreno cavalga tanto o Domínio Juiz de Fora quanto o Terreno Ocidental na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, passando a cavalgar o Domínio Cambuci a partir de Itaocara (TUPINAMBÁ et al., 2007). O Arco Mágmatco Rio Negro possivelmente atuou como fonte de sedimentos para o Domínio Cambuci e para as unidades do topo do Domínio Costeiro, que como sugerido por dados U-Pb, teve deposição contemporânea à subducção (HEILBRON et al., 2004).

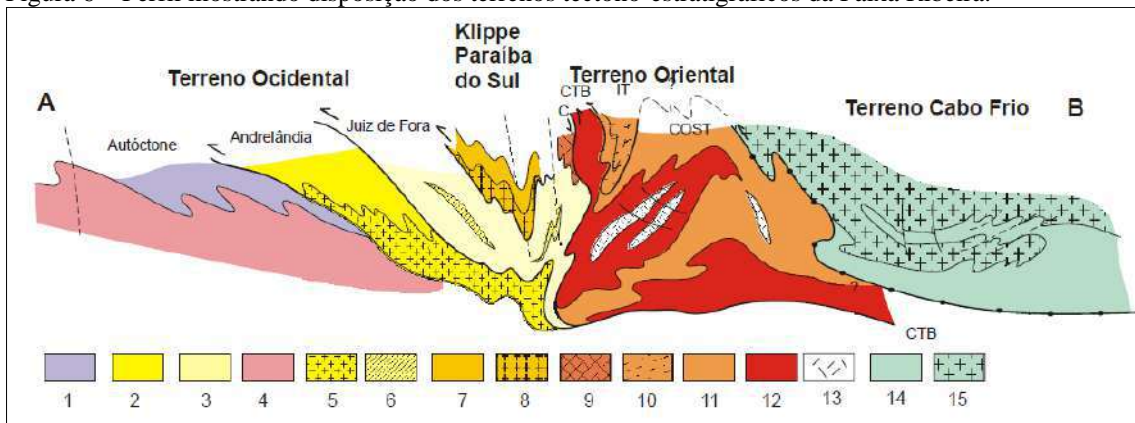
O Domínio Italva corresponde à porção superior do Terreno Oriental, ocorrendo como uma *klippe* sinformal sobre o Domínio Costeiro (TUPINAMBÁ et al., 2007). É composto por uma sucessão metassedimentar de médio grau contendo carbonatos de plataforma formados em margem passiva ou bacia de *back-arc*, contemporaneamente a magmatismo basáltico (HEILBRON et al., 2004).

3.3.4 Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio é interpretado como uma bacia de *back-arc* relacionada ao Arco Mágmatco Rio Negro (HEILBRON; MACHADO, 2003), sendo formado por um embasamento Paleoproterozóico (1.9 Ga) (Complexo Região dos Lagos), representado por ortognaisses tonalíticos a graníticos com enclaves dioríticos e lentes de anfibolito, e uma

cobertura pelítica e psamítica (Sucessão Búzios-Palmital) metamorfisada em fácies granulito, com zircões detriticos indicando idades de fonte arqueana (2.5 Ga), paleoproterozoica (2.0 Ga) e neoproterozóica (1.0 Ga e 800-620 Ma) (SCHMITT et al., 2004). A colisão deste terreno com o Terreno Oriental é interpretada como tendo ocorrido em 530-510 Ma, gerando estruturas de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio, além da superposição de dobramentos e zonas de cisalhamento dextrais nos terrenos previamente amalgamados (HEILBRON et al., 2008).

Figura 6 – Perfil mostrando disposição dos terrenos tectono-estratigráficos da Faixa Ribeira.



Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; Terreno Ocidental (4-6): Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9- 13): 9- Sequência Cambuci; 10- Sequência Italva; 11- Sequência Costeiro; 12- Arco magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; 14- Sequências Búzios e Palmital; 15- Complexo Região dos Lagos.

Fonte: HEILBRON et al., 2007.

3.4 Evolução geotectônica

A evolução tectônica da porção central da Província Mantiqueira (Faixa Ribeira e segmento sul da Faixa Brasília) resultou da interação de continentes e microcontinentes (Parapanema/Paraná, Oriental/Serra do Mar e Cabo Frio) e/ou arco(s) de ilhas com a Placa São Francisco-Congo (HEILBRON et al., 2004). A história evolutiva da Faixa Ribeira e porção sul da Faixa Brasília conta com três estágios colisionais, os quais foram marcadamente diacrônicos e responsáveis pela sua deformação, metamorfismo e granitogênese (HEILBRON et al., 2004).

O primeiro estágio colisional (Colisional I: 630-610 Ma) foi resultante da interação entre os paleocontinentes Parapanema e São Francisco no fechamento do Oceano Goianides, que

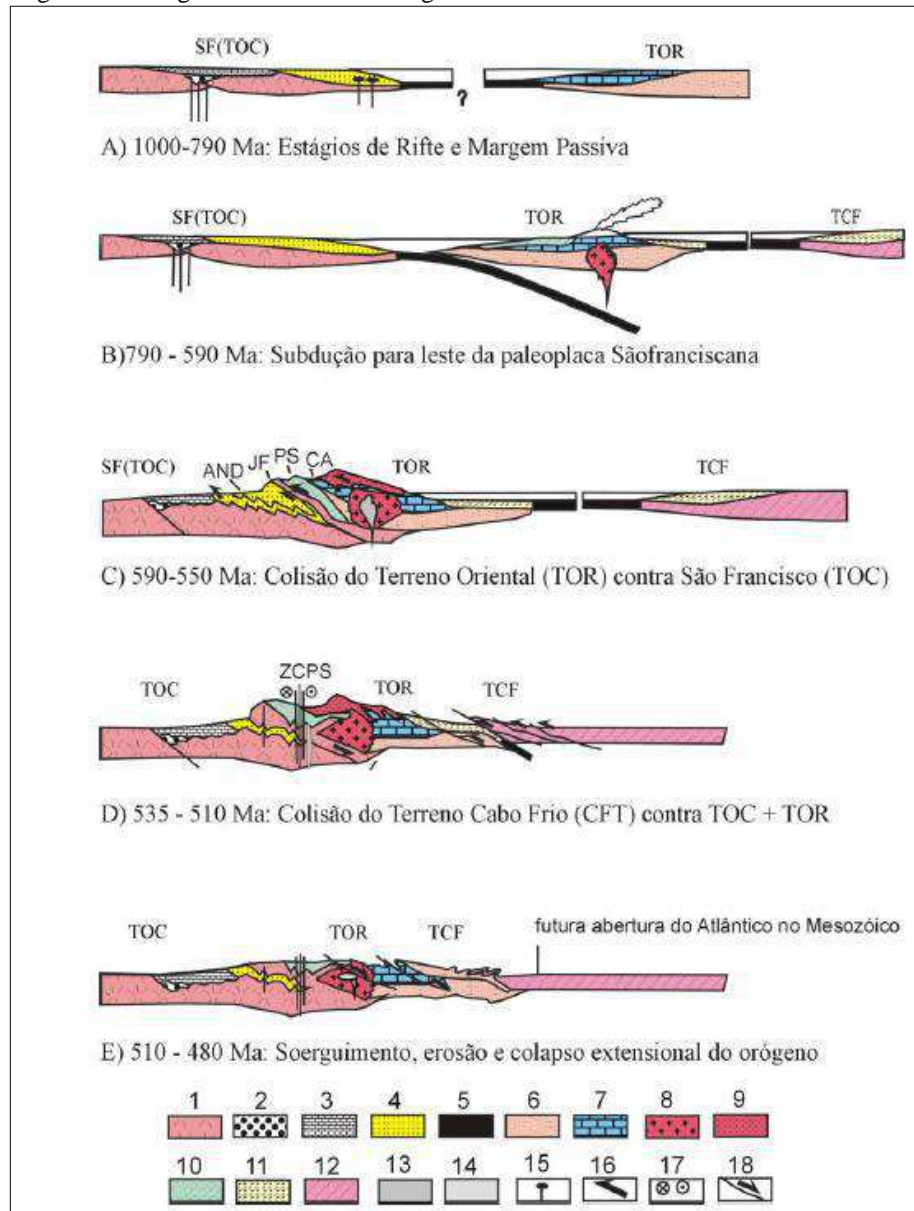
deu origem à estruturação da porção sul da Faixa Brasília e a um complexo sistema de *nappes* de baixo ângulo de mergulho e vergência SW e E-NE sobreposto à borda S-SW do Cráton São Francisco (HEILBRON et al., 2004). Uma fase denominada pré-colisional registra a geração do Arco Magmático Rio Negro, localizado no terreno Oriental, cujas rochas foram provavelmente geradas em pelo menos duas etapas de acordo com dados isotópicos: 790 Ma e 635-620 Ma (HEILBRON e MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ; TEIXEIRA; HEILBRON, 2000).

O segundo estágio colisional (Colisional II: 590-560 Ma) resultou da interação entre o Paleocontinente São Francisco-Congo e outros continentes situados a leste (Terreno Oriental/Serra do Mar) (HEILBRON et al., 2004). Esta colisão foi oblíqua, diferente do estilo frontal observado na porção sul da Faixa Brasília, colocando os terrenos Paraíba do Sul e Oriental sobre o Terreno Ocidental e sobre os terrenos recém amalgamados do sul da Faixa Brasília, e resultando na partição da deformação em zonas de encurtamento frontal com vergência para NW e mergulhos íngremes para NE-SW, com componente transpressivo dextral (HEILBRON et al., 2004).

O terceiro estágio (Colisional III: 535-510 Ma), designado Orogenia Búzios (SCHMITT et al., 2004), corresponde à colisão tardia do Terreno Cabo Frio, bem como pós-orogénia entre 495 e 440 Ma, quando praticamente toda história evolutiva dos demais orógenos amalgamados em torno do Paleocontinente São Francisco estava completa. Este episódio gerou no Terreno Cabo Frio uma deformação de baixo ângulo associada a metamorfismo de média a alta pressão, e nos demais terrenos da Faixa Ribeira causou redobramento normal de estruturas prévias, além de zonas de cisalhamento dextrais NE-SW espaçadas (SCHMITT et al., 2004; 2016).

A Figura 7 a seguir demonstra os estágios evolutivos da Faixa Ribeira, de acordo com a interpretação de Heilbron et al. (2007).

Figura 7 – Estágios evolutivos do Orógeno Ribeira.



Legenda: 1-Embasamento do São Francisco retrabalhado, 2- Bacia São João del Rei, 3- Bacia Carandaí, 4- Bacia Andrelândia, 5- Litofera Oceânica, 6- Embasamento do Terreno Paraíba do Sul, 7- Bacia Costeiro, 8 e 9- Plutonitos e vulcanitos do Arco Magmático Rio Negro, 10-Bacias Paraíba do Sul e Embú, 11- Bacia Búzios, 12- Embasamento do terreno Cabo Frio, 13 e 14- Granitóides *sin a tardi* colisionais, 15- diques máficos, 16 a 18- Estruturas maiores.

Nota: Modelo baseado em Heilbron e Machado (2003).

Fonte: HEILBRON et al., 2007.

3.5 Novas interpretações relacionadas à área de estudo: Zona de Interferência entre as faixas Ribeira e Brasília

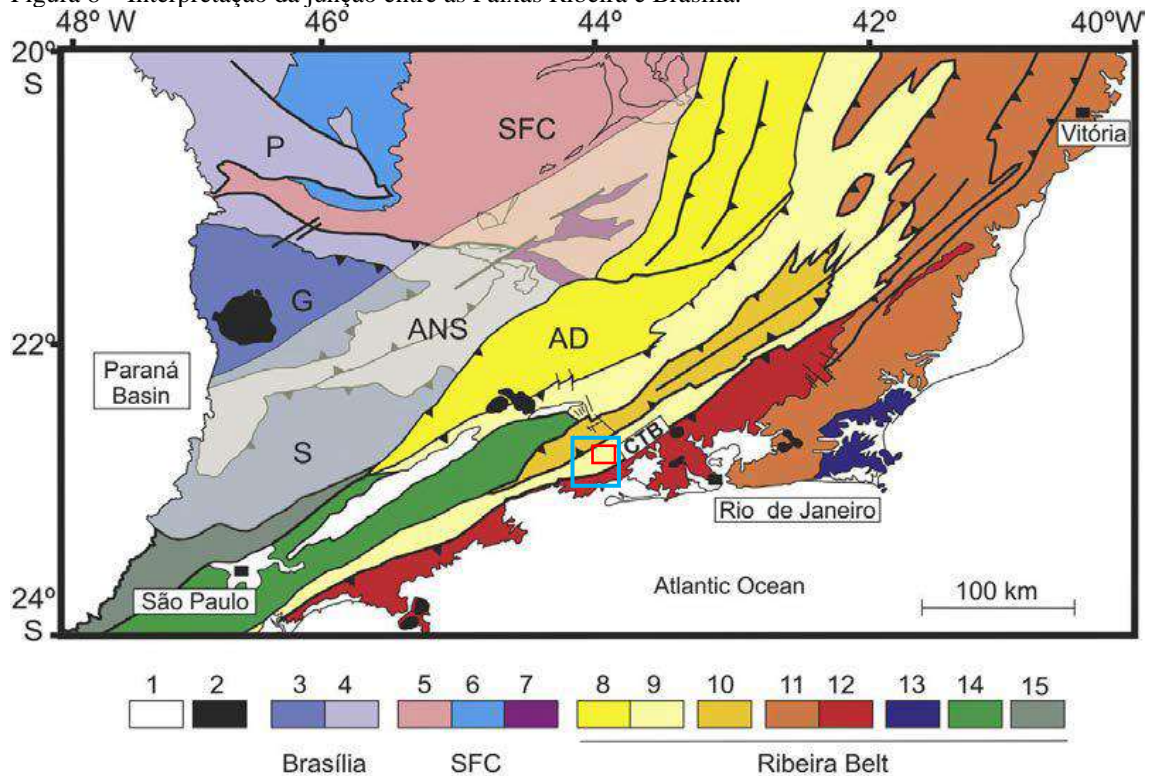
O setor sul da Faixa Brasília já foi descrito por vários autores como resultante da colisão entre a margem passiva do paleocontinente São Francisco ao leste e a margem ativa do paleocontinente Paranapanema a oeste (MANTOVANI et al., 2005).

A margem ativa do paleocontinente Paranapanema é representada pela *Nappe* Socorro-Guaxupé, que representa uma lasca de crosta continental profunda, que engloba unidades granulito-granito-migmatíticas, interpretada como raiz de arco magmático, e unidades metavulcanossedimentares em facies anfíbolito a xisto verde, interpretada como registro de bacias sedimentares de *back-arc* a *fore-arc* (CAMPOS NETO et al., 2007).

O paleocontinente São Francisco é representado por um embasamento de idade pré 1.8 Ga, com terrenos TTG e granito-*greenstone*, recoberto por três megassequências sedimentares: São João del Rei (paleoproterozóica a mesoproterozóica); Carandaí (mesoproterozóica) e Andrelândia (neoproterozóica). Esta região é dividida em três terrenos, sendo um autóctone e dois alóctones (RIBEIRO et al, 1995). No terreno autóctone ocorrem as rochas do embasamento e das três megassequências acima descritas. Nos terrenos alóctones ocorrem rochas da Megassequência Andrelândia e de seu embasamento pré 1.8 Ga, estruturadas em um sistema de *nappes* com transporte tectônico de topo para ESE a ENE, com metamorfismo tectonicamente invertido, gradando, da base para o topo, de fácies xisto verde a granulito de alta pressão (TROUW et al., 2013).

Trouw; Paciullo e Ribeiro (1994) lançam o modelo de zona de interferência entre as faixas Ribeira e Brasília (Figura 8), reinterpretando a antiga Faixa Orogênica Alto Rio Grande como produto da interação entre a extremidade Sul da Faixa Brasília e o segmento central da Faixa Ribeira, que delimitam o Craton do São Francisco a oeste e sul, respetivamente.

Figura 8 – Interpretação da junção entre as Faixas Ribeira e Brasília.



Legenda: 1. Bacia do Paraná e Bacias Cenozoicas; 2. Plútons Alcalinos Cretáceos / Cenozoicos; Faixa Brasília Meridional (3 –4), 3. *Nappe* de Socorro(S) -Guaxupé(G); Sistema de *Nappes* de Andrelândia (ANS) e Passos (P); Cráton do São Francisco (SFC), 5. Embasamento; 6. Grupo Bambuí; 7. Rochas metassedimentares autóctones / parautóctones; Faixa Ribeira (8-15), 8. Domínio Andrelândia (AD); 9. Domínio Juiz de Fora; 10. Terreno Paraíba do Sul; 11. Terreno Oriental; 12. Arco do Rio Negro; 13. Terreno Cabo Frio; 14. Terreno Embu; 15. Terreno Apiaí. CTB – Contato Tectônico Central.

Nota: Trouw et al. (1994); Peternel et al. (2005); Zuquim et al. (2011) e Trouw et al. (2013) interpretam o Domínio Andrelândia (AD) como parte da zona de interferência. A área sombreada sobre as rochas da Faixa Brasília e Cráton São Francisco (3, 4, 5 e 7), representa a zona de interferência entre as duas faixas. Modelo de acordo com Trouw et al. (2000), modificado por Heilbron et al. (2004, 2008)

Fonte: TROUW et al., 2013.

Peternel; Trouw e Schmitt (2005) corroboram a interpretação feita por Trouw; Paciullo e Ribeiro (1994) e Trouw et al. (2000), reconhecendo na região de Três Corações, inserida na zona de interferência, duas fases deformacionais contínuas (D_{B1} e D_{B2}) e um evento metamórfico de alta pressão (M_B) atribuídos à Faixa Brasília, e duas fases deformacionais (D_{R1} e D_{R2}) e um evento de metamorfismo de pressão mais baixa (M_R) superpostos, relacionados à Faixa Ribeira.

Estruturas relacionadas a D_{B1} foram reconhecidas apenas através de relictos estruturais, por ter sido quase completamente obliteradas pelo evento posterior. A foliação gerada nesta fase (S_{B1}) corresponde a trilhas de inclusões orientadas em granada, que cresceram em M_B e

fazem ângulos entre 40 e 80° com a foliação principal (S_{B2}) (PETERNEL; TROUW; SCHMITT, 2005).

A fase D_{B2} foi responsável pelo desenvolvimento de *nappes* com transporte para ENE. As dobras geradas nesta fase são assimétricas, apertadas a isoclinais, com plano axial de mergulho baixo e subparalelo à foliação principal. A foliação S_{B2} é em geral subparalela ao acamamento e ao bandamento composicional, no entanto, pode apresentar-se como clivagem de crenulação onde S_{B1} ainda é reconhecida (PETERNEL; TROUW; SCHMITT, 2005). A lineação associada (L_{B2}) é comum de estiramento, e apresenta caimento suave para SW, embora possa apresentar também caimento para NE, devido ao dobramento posterior (PETERNEL; TROUW; SCHMITT, 2005). Os indicadores cinemáticos apontam um transporte tectônico com movimento de topo para ENE (PETERNEL; TROUW; SCHMITT, 2005).

Com relação aos eventos atribuídos à evolução da Faixa Ribeira, D_{R1} foi resultante de compressão NW-SE, gerando dobras abertas com plano axial de *trend* NE-SW e caimento suave de eixo para WSW, enquanto D_{R2} foi resultante de compressão E-W, gerando dobras abertas com plano axial vertical e eixo N-S, além de zonas de cisalhamento dextrais de *trend* NE-SW (PETERNEL; TROUW; SCHMITT, 2005).

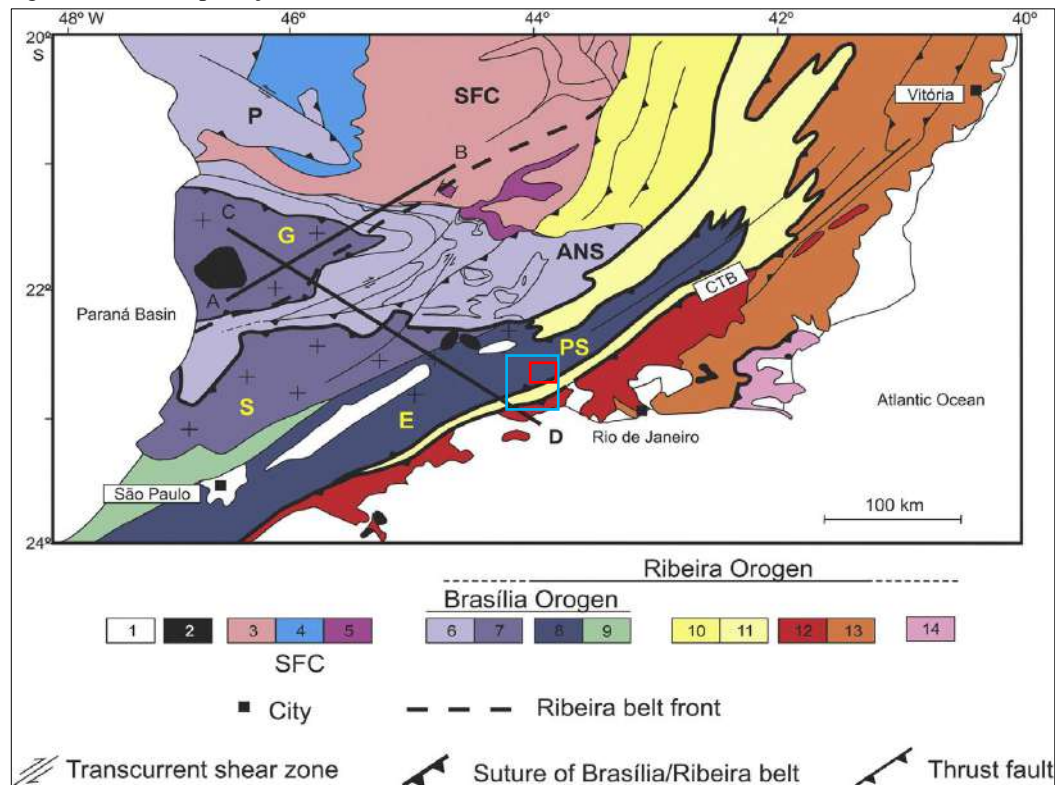
O metamorfismo M_B apresenta paragêneses indicativas de pressões mais altas que no metamorfismo barroviiano clássico, aumentando de E para W, de fácies xisto verde médio a granulito, com temperatura máxima acima de 770°C e pressões acima de 9 Kbar. Já o metamorfismo M_R possui grau aumentando de norte para sul, sendo caracterizado por condições de fácies anfibolito, com pressões entre 2 e 6 Kbar e temperatura máxima por volta de 670°C (PETERNEL; TROUW; SCHMITT, 2005).

O pico metamórfico para a porção mais a sul da Faixa Brasília, interpretado como aproximadamente coincidente com a colisão, consta no intervalo entre 625-614 Ma (CAMPOS NETO et al., 2007; 2010; 2011; RENO et al. 2009; 2012; RENO; BROWN; PICOLLI, 2010; VALERIANO et al., 2004; 2008), havendo o registro de um evento metamórfico anterior, com idade entre 650 e 640 Ma, interpretado como associado a colocação de rochas ígneas do arco magmático da nappe Socorro-Guaxupé durante estágio pré-colisional (RENO et al, 2009; 2012; RENO; BROWN; PICOLLI, 2010; TROUW et al, 2013; VINAGRE et al., 2014). Assim, estes eventos associados a evolução da Faixa Brasília Sul são mais antigos que o principal evento colisional registrado para a Faixa Ribeira (590-550 Ma) (HELBRON et al., 2004; 2008; HEILBRON; MACHADO, 2003; MACHADO et al., 1996). Idades de cristalização de 670-625 Ma (CAMPOS NETO, et al. 2011) foram obtidos para gnaisses de afinidade cálcio-

alcalinas hospedados na margem ativa do Paleocontinente Paranapanema, estando relacionadas à formação do arco magmático Socorro-Guaxupé. Trouw et al. (2013) dataram o batólito de afinidade cálcio-alcalina Quebra-Cangalha, que intrude o Complexo Embu, obtendo uma idade de cristalização de 680 ± 13 Ma, e interpretando este corpo como parte do mesmo arco magmático que compõe a *Nappe* Socorro-Guaxupé. Apesar dessa idade ser mais antiga do que a publicada por Campos Neto et al. (2011), cai dentro do intervalo de idade obtido para o Batólito Serra da Água Limpa (710-625 Ma) (TROUW et al., 2013), um dos principais corpos que compõem o Arco Socorro-Guaxupé.

Trouw et al. (2013) reinterpretem então a zona de interferência, propondo que o Terreno Embu/Paraíba do Sul, até então atribuído à Faixa Ribeira, seria continuação da *Nappe* Socorro (Faixa Brasília), e, portanto, parte da margem ativa do Paleocontinente Paranapanema. Desta maneira, o limite meridional da Faixa Brasília ocorreria mais a sul com relação aos modelos anteriores, para dentro da Faixa Ribeira, até ser interceptado pelo Limite Tectônico Central (CTB). O contato entre a Faixa Brasília e Ribeira, que antes era marcado pela Zona de Cisalhamento Buquira, passa a ser marcado pela estreita faixa de rochas granulíticas correlatas ao Domínio Juiz de Fora (TROUW et al., 2013), que passa na região entre Rio Claro e Mangaratiba, área de estudo deste trabalho, conforme mostra a Figura 9 a seguir.

Figura 9 – Reinterpretação da zona de interferência entre as Faixas Ribeira e Brasília.



Legenda: 1. Bacia do Paraná; 2. Plutons alcalinos do Cretáceo Superior/Cenozoico; Cráton São Francisco (3 a 5): 3. Embasamento; 4. Grupo bambuí; 5. Rochas metassedimentares autóctones e parautóctones; Faixa Brasília (6 a 9): 6. Sistema de *Nappes* Andrelândia (ANS) e Passos (P); 7. *Nappe* Socorro (S)-Guaxupé (G); 8. Terreno Embu (E)-Paraíba do Sul (PS); 9. Terreno Apiaí; Faixa Ribeira (10 a 14): 10. Domínio Externo; 11. Domínio Juiz de Fora; 12. Arco Rio Negro (Terreno Oriental); 13. Terreno Oriental; 14. Terreno Cabo Frio.

Nota: Área deste estudo indicada por polígono vermelho.

Fonte: TROUW et al., 2013. Adaptado pela autora, 2018.

Hoffmann (2016), em sua dissertação de mestrado, estudou a Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e concluiu que as características estruturais, metamórficas, magmáticas e geocronológicas observadas em sua área, até então atribuída ao contexto de evolução da Faixa Ribeira, se assemelham à história evolutiva da *Nappe* Socorro-Guaxupé, pertencente à Faixa Brasília Sul, corroborando os novos modelos supracitados e inserindo a sua área na Zona de Interferência entre as faixas Brasília e Ribeira. Dessa maneira, o limite sul da *Nappe* Socorro foi traçado mais a sul e a leste com relação aos modelos anteriores (HOFFMANN, 2016). Neste novo modelo, a área de estudo do presente trabalho estaria inserida no contexto evolutivo da Faixa Brasília, dentro da zona de interferência com a Faixa Ribeira.

4 ESTADO DA ARTE SOBRE FORMAÇÕES FERRÍFERAS

4.1 Definição e nomenclatura

O termo “formação ferrífera” foi inicialmente usado como uma contração de “*iron-bearing formation*” (formação contendo ferro), definido por Van Hise e Leith (1911) e formalizado por James (1954) como uma rocha sedimentar de origem química, finamente laminada ou acamadada, com 15% ou mais de ferro de origem sedimentar e contendo ou não camadas de *chert*. Gross (1965) acrescentou à definição do termo todas as unidades estratigráficas laminadas ou acamadadas com 15% ou mais de ferro, nas quais minerais de ferro podem ocorrer interbandados com quartzo, *chert* ou carbonatos, e cujo padrão estrutural do bandamento apresenta-se em conformidade com o padrão estrutural da região adjacente, que pode ser constituída de rochas sedimentares, metassedimentares ou vulcânicas.

A fim de diferenciar *ironstone* (rocha ferrífera) de *iron formation* (formação ferrífera), termos frequentemente empregados como sinônimos na literatura, James (1966) fez o uso de “*ironstone*” para se referir a rochas ricas em ferro de origem pós-precambriana, enquanto “*iron formation*” se refere a rochas ricas em ferro pré-cambrianas. Brandt et al. (1972) sugeriu a hifenização do termo (*iron-formation*) para se referir ao seu significado litológico e assim diferenciar da conotação estratigráfica (*iron formation*), proposta não aceita sob a argumentação de que esta diferenciação seria perdida em comunicação verbal (KIMBERLEY, 1979).

Muitos outros termos são também empregados como sinônimos de “formação ferrífera” incluindo, por exemplo, “hematita quartzito bandado” (*banded hematite quartzite* – BHQ), utilizado na literatura da África do Sul e Índia; itabirito (*itabirite*), inicialmente definido para as formações ferríferas de Minas Gerais, Brasil, mas que se tornou bastante comum na literatura internacional; “jaspilito”, mais comumente empregado para se referir às rochas ferríferas pré-cambrianas da Austrália Ocidental, dentre outros, sendo assim definidos com base na região em que estas rochas foram primariamente estudadas.

Visto os inúmeros problemas trazidos pela falta de padronização de um termo para as rochas anormalmente ricas em ferro, Trendall (1983; 2002) sugere que “formação ferrífera” seja mantido como padrão e “rocha ferrífera” (*ironstone*) evitado sempre que possível. Seguindo a recomendação deste autor, este trabalho adota o termo “formação ferrífera” (*iron*

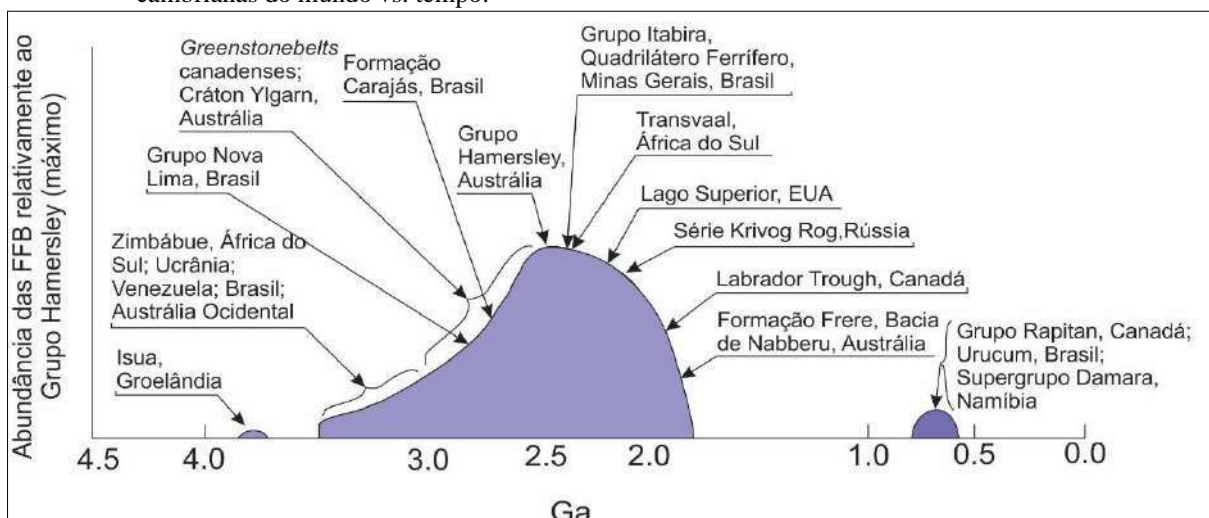
formation) como termo genérico para rochas anormalmente ricas em ferro pré-cambrianas, no sentido de James (1954; 1966) e Gross (1965).

4.2 Distribuição, abundância e ocorrências de formações ferríferas

As formações ferríferas apresentam uma grande distribuição espacial e temporal, ocorrendo em diversos lugares do mundo, com idades que variam desde 3,8 Ga (ocorrência mais antiga registrada) até desaparecerem em aproximadamente 1,8 Ga e reaparecerem entre 0,8 e 0,6 Ga (KLEIN, 2005). O Pré-cambriano compreende cerca de 90% das ocorrências globais, sendo 92% referentes ao Paleoproterozoico, as quais foram depositadas principalmente ao redor de crátons arqueanos (GOODWIN, 1982 apud CHEMALE JUNIOR; TAKEHARA, 2013).

A Figura 10 a seguir demonstra a grande importância da deposição de formações ferríferas principalmente durante o Paleoproterozoico (2,5 a 1,6 Ga) relativamente àquelas depositadas no Arqueano (3,85 a 2,5 Ga) e Meso-Neoproterozoico (1,6 a 0,6 Ga) (KLEIN, 2005). As razões para tal discrepância são discutidas por diversos autores principalmente em função de mudanças ambientais e geológicas.

Figura 10 – Diagrama esquemático mostrando a abundância relativa das principais formações ferríferas Pré-cambrianas do mundo vs. tempo.



Fonte: KLEIN, 2005. Adaptado pela autora, 2018.

4.3 Classificação de formações ferríferas

4.3.1 Classificação Textural

As formações ferríferas são divididas em dois grupos com base em seus aspectos texturais: as formações ferríferas bandadas (FFB ou BIF - *banded iron formation*) e as formações ferríferas granulares (FFG ou GIF – *granular iron formation*) (BEKKER et al. 2010; SIMONSON; KAUFMAN, 2009; TRENDALL, 2002). É importante salientar que essa classificação é baseada em feições texturais primárias quando estas não são obliteradas por metamorfismo (SIMONSON, 2003). O uso do termo “formação ferrífera bandada” para se referir a todas as formações ferríferas é inapropriado, uma vez que obscurece aspectos genéticos, como por exemplo, o fato de algumas das grandes formações ferríferas terem sido depositadas em ambiente de águas rasas e de alta energia (SIMONSON, 2003).

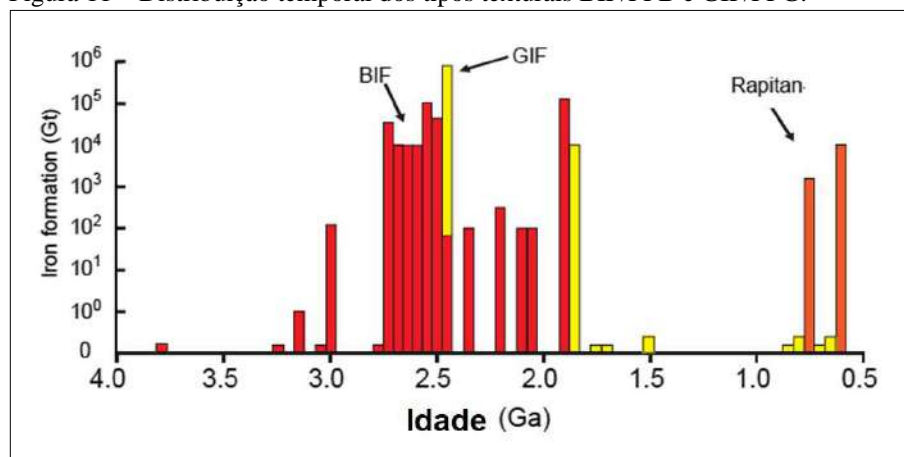
As formações ferríferas bandadas são mais frequentes no Arqueano e início do Paleoproterozoico (BEKKER et al. 2010) e são as mais abundantes (SIMONSON; KAUFMAN, 2009). São caracterizadas por uma granulometria tipicamente fina, compondo camadas de minerais ricos em ferro e camadas ricas em *chert* que se alternam em uma escala milimétrica a centimétrica (SIMONSON; KAUFMAN, 2009). Sua mineralogia em termos de minerais de ferro parece ser mais diversa com relação às formações granulares, com composições muito próximas àquelas precipitadas originalmente, com exceção do stilpnomelano e aluminossilicatos, os quais geralmente refletem contaminação por detritos vulcanoclásticos ou siliciclásticos (SIMONSON, 2003). Além do bandamento típico, são também estruturas comuns nessas rochas os “*chert pods*”, concreções elipsoidais ricas em sílica, que são análogas às concreções em outros tipos de sedimentos (pacotes localizados de sedimentação mais antiga) (SIMONSON, 2003).

Já as formações ferríferas granulares são mais comuns em sucessões paleoproterozóicas (BEKKER et al. 2010). São caracterizadas por uma textura primária semelhante à de arenitos (clastos, matriz e cimento). Os clastos dominantes, chamados de “grânulos”, são análogos aos pelóides e intraclastos em *grainstones* (DIMROTH, 1976) e formados por material interno finamente cristalino (SIMONSON, 2003). Menos frequentemente, ocorrem óoides com sua típica estrutura interna concêntrica (SIMONSON, 2003). O cimento consiste frequentemente de sílica (*chert* pobre em ferro ou quartzo), sendo comum como preenchimento de cavidades e

porosidades (SIMONSON, 2003). Também podem ocorrer, como cimento, material carbonático ou hematita (SIMONSON, 1985). Formações ferríferas granulares também apresentam uma relativa alternância entre camadas mais ricas em ferro e camadas mais pobres, mas essa alternância aparenta ser bem menos regular do que em formações bandadas (TRENDALL, 2002).

A Figura 11 a seguir sintetiza a distribuição temporal destes dois tipos texturais, mostrando predominância das formações bandadas no Arqueano e Paleoproterozóico, e granulares a partir do Paleoproterozóico. O tipo “Rapitan”, presente na figura, não corresponde a uma categoria textural, e será melhor discutido adiante neste capítulo.

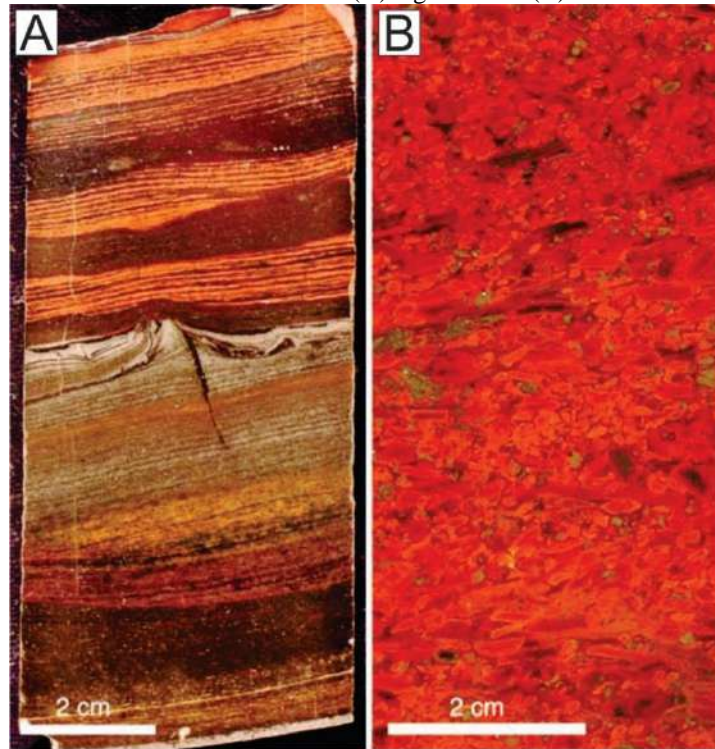
Figura 11 – Distribuição temporal dos tipos texturais BIF/FFB e GIF/FFG.



Fonte: KONHAUSER et al., 2017.

Acredita-se que essas mudanças texturais em formações ferríferas reflitam mudanças em seus respectivos ambientes de deposição. A fina granulometria e delgada espessura das formações bandadas, bem como sua grande continuidade lateral, refletem condições de bastante “quietude” (TRENDALL, 1983), implicando em uma deposição em ambiente de plataforma profunda ou mesmo talude, abaixo do nível de base de ondas (SIMONSON, 2003). Já as formações granulares exibem muitas feições indicativas de um ambiente mais proximal, de águas rasas, como estratificação cruzada, oólitos e estruturas estromatolíticas, indicando acumulação em ambiente de maior energia com relação às formações bandadas, muito embora muitas ainda possam ser depositadas longe do nível de base ondas, visto sua interdigitação com formações bandadas (SIMONSON, 2003). As diferenças texturais entre estes dois tipos de formação ferrífera estão ilustradas na Figura 12.

Figura 12 – Diferenças texturais macroscópicas entre as formações ferríferas bandadas (A) e granulares (B).

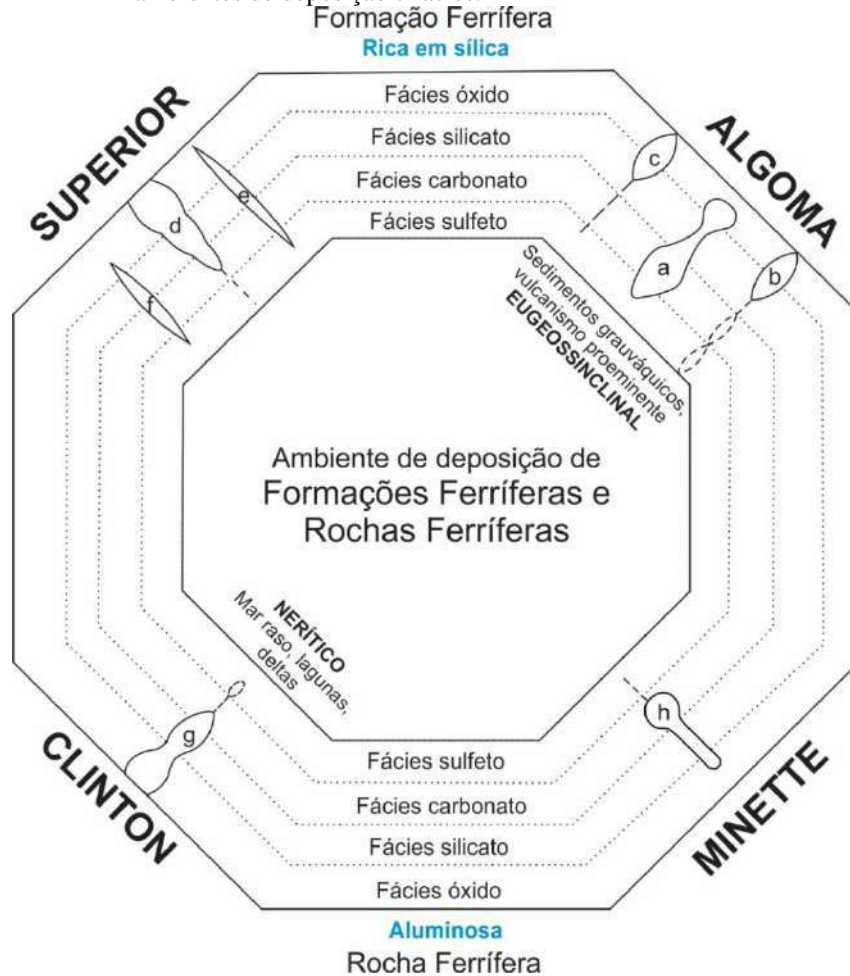


Fonte: SIMONSON; KAUFMAN, 2009.

4.3.2 Classificação Paleoambiental

De acordo com Gross (1965), as formações ferríferas e rochas ferríferas podem ser classificadas em seis tipos principais com base nas feições litológicas, rochas sedimentares associadas e contexto geológico, os quais representam condições ambientais específicas sob as quais essas rochas foram depositadas. Destes seis tipos, quatro são precipitados químicos (Algoma, Superior, Clinton e Minette) e dois são rochas sedimentares de origem clástica (Não-oolítico e Clástico). Dos precipitados, dois são predominantemente ricos em sílica (Algoma e Superior), e dois predominantemente aluminosos (Clinton e Minette). A Figura 13 mostra, de maneira esquemática, a abundância (em termos de volume) de formações ferríferas de origem química precipitada de diferentes localidades no Canadá e Estados Unidos, e sua relação com as fácies definidas por James (1954) (detalhamento mais adiante neste capítulo).

Figura 13 – Tipos de formações ferríferas e rochas ferríferas precipitadas, seus ambientes de deposição e fácies.



Nota: Fácies de formações ferríferas definidas por James (1954).

Legenda: Exemplos do Canadá e Estados Unidos: (a) Michipicoten, Ontário, (b) Moose Mountain, Ontário, (c) Temagami, Ontário, (d) Knob Lake, Labrador e Québec, (e) Iron River, Michigan, (f) Formações Ferríferas Gunflint e Biwabik, Ontário e Minnesota, (g) Wabana, Newfoundland, (h) Clear Hills, Alberta.

Fonte: GROSS, 1983. Adaptado pela autora, 2018.

Os tipos Clinton e Minette são de origem pós pré-cambriana (rochas ferríferas), sendo atribuídos a ambientes de águas rasas e transicionais, respectivamente (GROSS, 1965). Estes tipos, portanto, não serão destacados neste trabalho, uma vez que fogem do escopo do mesmo. Ênfase será dada, a partir deste ponto, às formações ferríferas pré-cambrianas, no caso, Algoma, Superior e um terceiro tipo, Rapitan, o qual foi adicionado posteriormente para designar aquelas com origem relacionada a eventos de glaciação no Neoproterozoico (YOUNG, 1976).

4.3.2.1 Formações ferríferas tipo Algoma

As formações ferríferas do tipo Algoma, como definidas por Gross (1965), constituem rochas finamente bandadas ou laminadas, sendo característica a alternância entre bandas de *chert* e de magnetita e/ou hematita. Estão em geral associadas a folhelhos, grauvacas, camadas de turbiditos e rochas vulcânicas com composições máficas a ultramáficas, sugerindo deposição em porções oceânicas profundas, relativamente próximas de centros vulcânicos (GROSS, 1983). Aquelas formadas muito próximas aos centros vulcânicos comumente se associam a uma assembleia de fácies litológicas bastante heterogênea, constando principalmente de fácies sulfeto e carbonato, enquanto aquelas formadas em regiões mais distais dos centros extrusivos comumente constam de fácies óxido, formando unidades mais extensas e espessas, associadas a sedimentos grauváquicos (GROSS, 1983). Detalhamento sobre as fácies de formações ferríferas são providenciadas na seção 4.4.

Estas rochas ocorrem em uma grande variedade de idades, desde o Pré-cambriano até algumas ocorrências modernas conhecidas, associadas a sedimentos metalíferos que são depositados ao longo de cadeias meso-oceânicas (GROSS, 1983), porém são mais frequentes do Neoarqueano ao final do Paleoproterozoico (BEKKER et al., 2010), com pico de deposição entre 2,75 a 2,70 Ga (HUSTON; LOGAN, 2004). Por este motivo, elas ocorrem geralmente intercaladas, ou relacionadas estratigraficamente, a rochas vulcânicas de origem submarina em *greenstone belts* e, em alguns casos, a depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (*volcanogenic massive sulphides-VMS*) (BEKKER et al., 2010). O fato de serem mais frequentes em períodos iniciais da história da Terra provavelmente reflete o alto fluxo de calor proveniente do manto e as limitadas dimensões dos mares epicontinentais da época (BEKKER et al., 2010).

Formações ferríferas tipo Algoma apresentam ambientes tectônicos que variam em detalhe de um cinturão para outro, porém todas são tidas como depositadas em condições de grande atividade tectônica, durante a acumulação das sequências metavulcanossedimentares em ambientes basinais, onde estabilidade tectônica foi ocasional por longos períodos (GROSS, 1983). Exemplos típicos de localidades contendo este tipo de formação ferrífera incluem Michipicoten (Canadá), Lake St. Joseph (Canadá), Mary River (Canadá), Temagami (Canadá), Vermilion (Estados Unidos), entre outras (GROSS, 1980; ECKSTRAND, 1984).

É importante salientar que, apesar das unidades estratigráficas deste tipo de formação serem em geral mais delgadas e de extensão mais local, quando comparadas a formações

depositadas mais próximas à plataforma continental, isso não significa que todas elas foram originalmente de pequena extensão, uma vez que maioria se encontra deformada e metamorfisada, implicando que seu tamanho original pode ter sido subestimado (BEKKER et al., 2010).

4.3.2.2 Formações ferríferas tipo (Lago) Superior

Formações ferríferas do tipo Lago Superior (ou apenas “Superior”) têm como associações litológicas frequentes dolomitos, quartzitos e folhelhos, sugerindo deposição em águas relativamente rasas, em ambientes tectônicos localizados ao longo de margens de crátons pré-cambrianos ou continentes, sobre plataformas ou taludes continentais, relativamente próximos à costa (GROSS, 1983). Em contraste com as do tipo Algoma, formações do tipo Superior são muito mais espessas e extensas lateralmente (BEKKER et al. 2010), comumente apresentam textura granular e oolítica, refletindo ambiente de alta energia (GROSS, 1980; GROSS, 1983), e não mostram relação direta com rochas vulcânicas (KONHAUSER et al., 2017).

Maior parte das principais ocorrências de formações ferríferas do mundo é atribuída a esta categoria, e está relacionada a sistemas tectônicos desenvolvidos nas margens de crátons pré-cambrianos (GROSS, 1983). Estas ocorrências estão vastamente distribuídas entre rochas proterozoicas datadas de aproximadamente 2,7 Ga a 2,0 Ga, sendo assim sua deposição relacionada, por muitos autores (ex.: GARRELS; PERRY; MACKENZIE., 1973; HOLLAND, 1973), ao desenvolvimento e oxigenação da atmosfera e origem de microorganismos. No entanto, Gross (1983) acredita que fatores tectônicos têm maior importância na deposição destas formações ferríferas (também naquelas do tipo Algoma) do que fatores biogênicos e atmosféricos.

Exemplos de localidades com formações ferríferas deste tipo incluem Marquette Range (Estados Unidos), Mesabi Range (Estados Unidos), Lake Superior (Canadá e Estados Unidos), Labrador Trough (Canadá), Serra dos Carajás (Brasil) e outros (GROSS, 1980; ECKSTRAND, 1984). A famosa formação ferrífera do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais – Brasil (Formação Cauê do Grupo Itabira) entra nessa classificação.

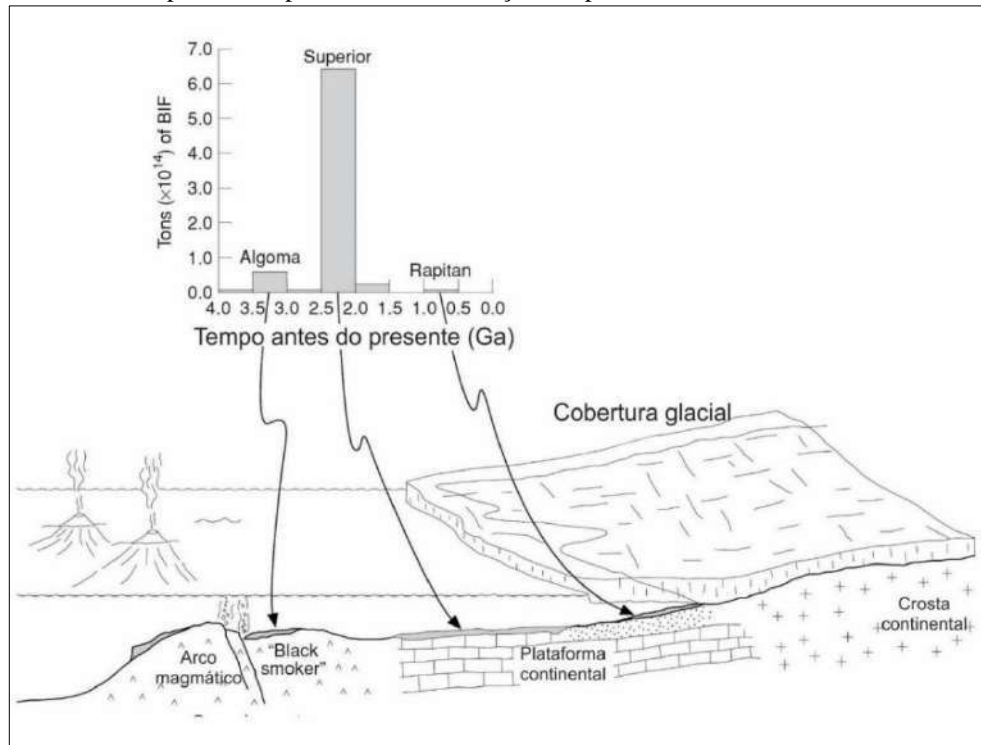
4.3.2.3 Formações ferríferas tipo Rapitan

Formações ferríferas do tipo Rapitan são assim nomeadas por sua ocorrência e estudos iniciais realizados no Grupo Rapitan, região de Mackenzie Montains, Yukon e Territórios do Noroeste, Canadá (MISRA, 2000; YOUNG, 1976), servindo de depósito arquetípico desta categoria. O Grupo Rapitan contém abundantes indícios de deposição glaciogênica, tais como: associações com rochas conglomeráticas apresentando numerosos clastos facetados e estriados; grandes clastos intra e extra-basinais isolados provavelmente transportados por ação glacial; rochas nas porções inferiores e medianas do Grupo Rapitan interpretadas como produtos de regime glaciogênico (ritmitos, mixtitos glaciogênicos, diamictitos), e interbandamento das formações ferríferas com mixtitos contendo clastos exóticos provavelmente indicativos da existência de uma capa flutuante de gelo durante a deposição de ao menos uma parte destas rochas (YOUNG, 1976).

Formações ferríferas neoproterozoicas do tipo Rapitan, são, portanto, distintas daquelas anteriormente citadas por serem associadas a depósitos quase exclusivamente glaciogênicos, os quais são interpretados como relacionados ao grande evento de glaciação denominado *Snowball Earth* (BALDWIN; TURNER; KAMBER, 2012). Pouca ou nenhuma formação ferrífera foi depositada durante o Mesoproterozoico (com exceção daquelas diretamente relacionadas a sítios hidrotermais), o que sugere, para alguns autores (ex.: BALDWIN; TURNER; KAMBER, 2012), que o reaparecimento das mesmas é um indício do término das condições anaeróbicas dos oceanos no Neoproterozoico.

A Figura 14 a seguir mostra a disposição esquemática destes três ambientes tectônicos supracitados, complementada por uma distribuição temporal dos volumes de formação ferrífera depositados.

Figura 14 – Ambientes tectônicos de deposição das formações ferríferas do tipo Algoma, Superior e Rapitan, e sua distribuição temporal.



Fonte: ROBB, 2005. Adaptado pela autora, 2018.

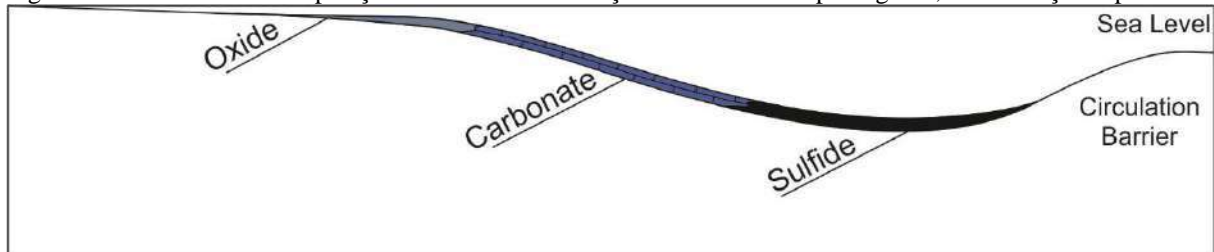
4.4 Fácies de formações ferríferas

Baseado no tipo de mineral de ferro dominante, James (1954), em seus estudos na região do Lago Superior (EUA), subdividiu as formações ferríferas em quatro fácies: sulfeto, carbonato, óxido e silicato, as quais, até certo ponto, refletem as condições químicas do ambiente de deposição das formações ferríferas. Na maioria dos ambientes sedimentares, o ferro está presente em pequenas quantidades, de tal maneira que as demais feições sedimentares são sobressalentes. Porém, nas formações ferríferas, o ferro é o principal componente, fazendo com que a classificação em fácies baseada na mineralogia tenha grande relevância, pois pode fornecer importantes informações acerca dos ambientes de sedimentação (JAMES, 1954).

A possível relação das fácies de formações ferríferas com seus respectivos ambientes de sedimentação é dada pela Figura 15 a seguir, a qual mostra muito esquematicamente como elas se relacionam entre si e como se posicionam em um ambiente relativo à distância das áreas continentais. Esta disposição é controlada pelos parâmetros físico-químicos do ambiente de

origem, como por exemplo, pH, Eh (principal controlador ambiental), concentração dos elementos químicos (no caso de precipitados), etc.

Figura 15 – Ambientes de deposição das fácies de formações ferríferas do tipo Algoma, e sua relação espacial.



Fonte: JAMES, 1954. Adaptado pela autora, 2018.

A figura acima mostra que estas fácies mantêm relações de campo bem definidas umas com as outras, com pouca ou nenhuma sobreposição de seus campos de estabilidade (KRUMBEIN; GARRELS, 1952). Além disso, desde que a química dos ambientes de deposição não tenha mudado radicalmente de maneira repentina, interbandamento de duas fácies só ocorre entre fácies adjacentes, isto é, fácies sulfeto com fácies carbonato ou fácies carbonato com fácies óxido, sendo raro encontrar, por exemplo, fácies sulfeto e óxido interbandadas (JAMES, 1954). A fácies silicato não ocupa uma posição fixa em termos do Eh, estando presente como material intersticial ou camadas discretas em rochas das demais fácies, mas predominantemente nas fácies óxido ou carbonato (JAMES, 1954).

As descrições fornecidas a seguir constituem informações sobre as fácies de formações ferríferas não metamorfasadas, com pouca ou nenhuma consideração a respeito de metamorfismo, de forma a facilitar a compreensão de seus ambientes de deposição.

4.4.1 Sulfeto

A fácies sulfeto é representada principalmente por ardósias piríticas carbonáticas (na região do Lago Superior – *Lake Superior*), de coloração negra, podendo ser encontradas também grandes massas de pirita-siderita de origem hidrotermal (JAMES, 1954). Em menores quantidades, também já foram encontradas, localmente, ardósias grafíticas contendo pirita (JAMES, 1954).

As ardósias piríticas são em geral finamente bandadas, contendo cerca de 40% de pirita ou mais (visíveis muitas vezes apenas quando polidas) e com conteúdo de carbono livre

tipicamente entre 5 e 15%, o que indica condições de deposição ultra-estagnantes (ou seja, com pouca ou nenhuma circulação de água) (JAMES, 1954). A alta concentração de pirita nestas rochas é resultante da abundância de H_2S e alta concentração de ferro na água marinha, concomitantemente (JAMES, 1954).

Nas áreas de metamorfismo de alto grau, os grãos de pirita tornam-se muito maiores, alguns visíveis em escala macroscópica (JAMES, 1954). No caso de mudanças no potencial do estado de oxidação do ambiente, como, por exemplo, em períodos em que os níveis de oxigênio estiveram levemente maiores, a matéria orgânica disponível poderia ter sido removida e o ferro precipitado na forma carbonática (JAMES, 1954). Esta fácies pode também gradar lateralmente para a fácies carbonato (JAMES, 1954).

Atualmente, não mais se considera esta uma fácies de formação ferrífera, sendo preferencialmente interpretada como parte de depósito de sulfetos vulcanogênicos (KONHAUSER et al., 2017).

4.4.2 Carbonato

A fácies carbonato, na sua forma mais pura, consiste primariamente de carbonatos finamente granulados ricos em ferro (por exemplo, siderita) intercalados com *cherts*, podendo estar presentes magnetita, silicatos de ferro e hematita subordinados (JAMES, 1954). Os carbonatos têm uma coloração geralmente escura devido a sua associação com material grafitico e pirítico, ficando mais clara à medida em que se depositam em condições que se aproximam de um ambiente oxidante (JAMES, 1954).

A fácies carbonato pode gradar lateralmente tanto para a fácies óxido quanto para a fácies sulfeto (JAMES, 1954), conforme mencionando anteriormente. Silicatos comuns incluem stilpnomelano, minnesotaíta, greenalita (JAMES, 1954).

O ambiente em que estas rochas são depositadas é interpretado como sendo provavelmente de baixo potencial de oxidação (JAMES, 1954). Isso explica a ausência de estruturas oolíticas nesta fácies, as quais são esperadas em ambientes de alto potencial oxidativo, onde carbonato de ferro não seria estável (JAMES, 1954).

4.4.3 Óxido

A fácies óxido é caracterizada pela alternância de camadas ricas em *chert* com camadas ricas em algum óxido de ferro, sendo subdividida em dois tipos: aquelas tendo hematita como óxido dominante, e aquelas mostrando magnetita como óxido dominante (JAMES, 1954).

Rochas que apresentam bandamento com magnetita consistem principalmente de camadas de magnetita intercaladas com camadas de *chert*, carbonatos, silicatos de ferro ou combinações destes três, porém magnetita representa, de longe, o constituinte de ferro principal (JAMES, 1954). Estas rochas estão, na maioria das vezes, associadas com rochas da fácies silicato (e raramente, carbonato), o que pode tornar difícil o processo de separação das demais fácies às quais se associam (JAMES, 1954). Próximo à superfície, é comum observar magnetita alterada para martita (JAMES, 1954).

Já as rochas cujo mineral óxido dominante é a hematita são quase inteiramente formadas por camadas de hematita interbandadas com camadas de *chert*, podendo apresentar quantidades pequenas de outros minerais, como silicatos, magnetita e carbonatos (JAMES, 1954). Textura oolítica é bastante comum, tanto nas camadas onde a hematita predomina, quanto nas camadas ricas em sílica (JAMES, 1954).

Ainda não há consenso, no entanto, com relação à possibilidade de deposição de hematita ou magnetita primária em formações ferríferas. Modelos (relativamente) mais recentes consideram a precipitação inicial de hidróxidos, através de mecanismos diversos (BRATERMAN et al., 1983; CLOUD, 1968; WIDDEL et al., 1993) e formação de magnetita ou hematita apenas após o metamorfismo (POSTH et al., 2008).

Um exemplo de composição química das rochas da fácies óxido é dada na Tabela 1 a seguir.

Tabela 1 - Composição química de amostras representativas da fácies óxido.

A			B	C
SiO ₂	40.1	SiO ₂	48.75	48.28
Al ₂ O ₃	0.8	Al ₂ O ₃	1.7	0.23
Fe ₂ O ₃	50.1	Fe ₂ O ₃	30.31	22.47
FeO	1.6	FeO	13.62	17.79
MgO	2.0	MgO	1.48	2.94
CaO	1.4	CaO	0.89	1.46
Na ₂ O	n.d.	Na ₂ O	n.d.	n.d.
K ₂ O	n.d.	K ₂ O	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅	0.7	H ₂ O+	1.55	1.36
MnO	0.2	CO ₂	2.77	5.05
S	-	P ₂ O ₅	0.07	0.07
		C	0.04	0.08
Total	99.5	Total Fe	31.08	28.61

Legenda: A) Formações ferríferas com hematita dominante;
B) e C) Formações ferríferas com magnetita dominante.

Fonte: JAMES, 1954.

4.4.4 Silicato

A fácies silicato, por fim, é a menos compreendida em termos de litologias de formações ferríferas (JAMES, 1954). Em geral, estas rochas contêm um ou mais silicatos de ferro hidratados, tais como greenalita, minnesotaíta, stilpnomelano, clorita e grunerita (em áreas de alto grau metamórfico) como constituintes principais, e são divididas nos tipos “granular” e “não granular” (observe que esta classificação é diferente da textural BIF-GIF) (JAMES, 1954).

Finalmente, a Tabela 2 sumariza principais características das fácies sulfeto, carbonato, silicato (granular ou não-granular) e óxido (dominado por hematita ou magnetita) estudadas por James (1954).

Tabela 2 - Resumo das principais características das fácies (sulfeto, carbonato, silicato e óxido).

Litologia	Sulfeto	Carbonato	Silicato		Óxido	
			Não-granular	Granular	Dominado por magnetita	Dominado por hematita
	Ardósia pirítica carbonática de coloração preta, laminada a finamente bandada, com <i>chert</i> raro	Rocha finamente laminada, consistindo de camadas alternantes de <i>chert</i> cinza e carbonatos	Rocha laminada de coloração esverdeada a preta, com <i>chert</i> raro.	Rocha maciça de coloração verde escura, mostrando bandamento irregular marcado por camadas de <i>chert</i> e magnetita	Rocha escura finamente bandada composta por camadas de magnetita alternantes com <i>chert</i> de coloração escura, silicatos verdes ou silicatos associados a carbonatos.	Rocha consistindo de camadas alternantes de hematita cristalina e <i>chert</i> de coloração cinza ou jaspe avermelhado.
Principal mineral de ferro	Pirita	Carbonato rico em ferro	Silicato de ferro (minnesotaíta, stilpnomelano, clorita)	Silicato de ferro (greenalita, minnesotaíta, stilpnomelano)	Magnetita	Hematita cristalina
Minerais de ferro subordinados (mais raros entre parêntesis)	Carbonatos; (greenalita)	Pirita; stilpnomelano, minnesotaíta; magnetita; (hematita)	Carbonatos; Magnetita	Magnetita; carbonatos; hematita	Greenalita, minnesotaíta, stilpnomelano, carbonatos, hematita, (pirita)	Magnetita, (carbonatos)
Conteúdo típico de ferro metálico em percentual	15-25	20-35	20-30	20-30	25-35	30-40
Feições distintivas	Rocha “grafítica”	Estilólitos comuns	Estrutura laminada	Estrutura contendo grânulos	Fortemente magnético	Comumente oolítico
Ambiente	Fortemente redutor; anaeróbico	Redutor	Variável, mas geralmente levemente redutor	Fracamente oxidante a fracamente redutor	Fracamente oxidante a fracamente redutor	Fortemente oxidante

Fonte: JAMES, 1954.

4.5 Litoquímica de formações ferríferas

4.5.1 Elementos maiores

Formações ferríferas são caracterizadas por um conteúdo anômalo de ferro (total) (em geral entre 20-40%) e SiO₂ (aproximadamente entre 34-56%), com quantidades significativamente mais baixas de outros elementos maiores (KLEIN, 2005). A Tabela 3 mostra a média de elementos maiores analisados no trabalho de Gross e McLeod (1980) tanto para todas as fácies quanto para cada uma separadamente.

Tabela 3 - Média dos elementos maiores (em forma de % de óxidos) dos tipos Superior e Algoma por fácies dominante

Fácies dominante	CaO	K ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (total)	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Total H ₂ O	S
Algoma (todas)	1.87	0.62	48.90	3.70	2.00	13.3	24.9	37.7	0.43	0.23	2.5	1.4	1.57
Superior (todas)	2.24	0.20	47.10	1.50	1.93	10.9	28.20	40.10	0.13	0.08	6.0	1.40	0.20
Óxido (algoma)	1.51	0.58	50.50	3.00	1.53	13.00	26.90	41.10	0.31	0.21	1.10	1.10	0.29
Óxido (superior)	1.58	0.14	47.2	1.39	1.24	8.20	35.40	44.50	0.12	0.06	3.00	1.30	0.02
Silicato (algoma)	0.83	0.41	46.20	7.56	3.89	18.10	15.80	36.10	0.05	0.42	1.50	3.50	1.85
Silicato (superior)	2.40	0.63	59.0	2.41	2.73	16.30	8.70	26.70	0.20	0.10	4.60	2.50	0.08
Carbonato (algoma)	4.78	0.86	43.60	6.07	5.54	15.00	4.10	20.00	1.07	0.44	15.40	1.50	1.22
Carbonato (superior)	5.12	0.15	38.10	1.40	4.54	21.2	5.1	28.50	0.15	0.15	21.20	1.50	1.13
Sulfeto (algoma)	2.27	0.73	42.50	6.23	2.42	14.60	15.10	27.70	0.91	0.17	2.50	3.00	10.73

Fonte: GROSS; MCLEOD, 1980.

Já Klein e Beukes (1993) abordam aspectos químicos das formações ferríferas do tipo Rapitan nos territórios do Noroeste e Yukon, Canadá. Dados de elementos maiores de três das formações ferríferas estudadas pelos autores estão presentes na Tabela 4.

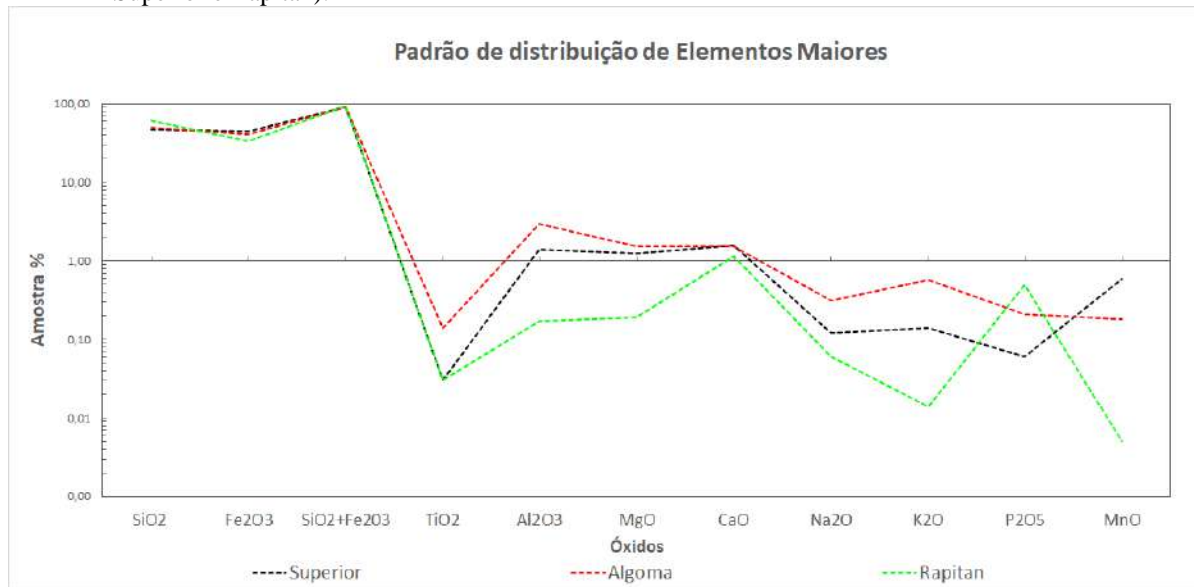
Tabela 4 - Análise química de elementos maiores (% de óxidos) de formações ferríferas do tipo Rapitan.

Wt%	1	2	3
SiO ₂	35.68	63.32	38.24
TiO ₂	0.03	0.03	0.17
Al ₂ O ₃	0.12	0.17	1.19
Fe ₂ O ₃	50.25	33.03	48.04
FeO	0.5	0.53	1.03
MnO	0.09	<0.01	0.07
MgO	0.33	0.19	0.78
CaO	5.99	1.13	6.01
Na ₂ O	0.015	0.06	0.025
K ₂ O	0.006	0.014	0.057
P ₂ O ₅	0.91	0.49	1.33
H ₂ O-	0.038	0.05	0.058
H ₂ O+	5.18	0.7	3.85
Total	99.14	98.71	100.85
C orgânico	0.165	0.131	0.147
Fe total como FeO	45.72	30.25	44.26
Fe₂O₃/FeO	100.50	62.32	46.64

Fonte: KLEIN; BEUKES,1993.

Como a fácies óxido representa a de maior importância para a abordagem deste trabalho, esta se torna aqui o principal objeto de comparações. O gráfico a seguir (Gráfico 1) corresponde a plotagem da média de elementos maiores da fácies óxido de cada tipo de formação ferrífera supracitado (Algoma, Superior e Rapitan), o que torna a diferenciação delas visualmente mais agradável.

Gráfico 1 - Plotagem da média de elementos maiores da fácies óxido dos três tipos de formação ferrífera (Algoma, Superior e Rapitan).



Nota: Tipos Algoma, e Superior plotados com base nos dados disponibilizados pelos autores Gross e McLeod (1980) e Rapitan com base em Klein e Beukes (1993). A soma SiO₂+Fe₂O₃ foi utilizada com o objetivo de mostrar que estes dois constituintes representam quase 100% da composição destas rochas.

Fonte: A autora, 2018.

Estas informações, associadas aos dados de elementos terras raras, são importantes ferramentas para comparações e interpretação do ambiente de deposição de formações ferríferas.

4.5.2 Elementos-traço

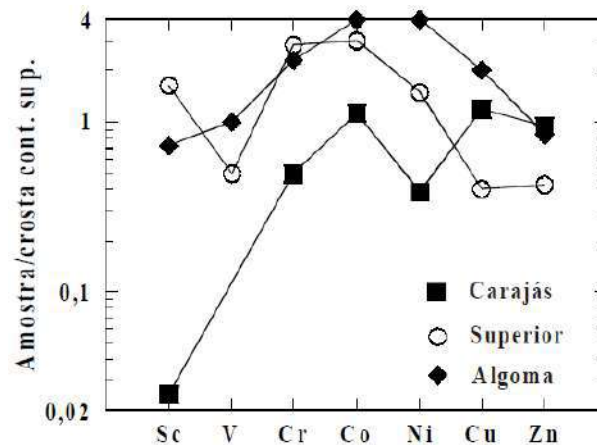
O estudo de elementos traço em formações ferríferas (concentração, razões e correlações entre concentrações de elementos) é em geral utilizado em considerações a respeito da fonte do ferro e relativa contribuição de fluidos hidrotermais e água marinha (BEKKER et al., 2010). Desta forma, sua acumulação nos sedimentos ricos em ferro pode fornecer informações sobre a química de elementos-traço em oceanos pretéritos (BEKKER et al., 2010).

Um exemplo da utilização de elementos traço é o trabalho de Konhauser et al. (2009). Estes autores reportaram um declínio na razão Ni/Fe molares através do tempo, provavelmente como resultado da diminuição da contribuição vulcânica em ambiente marinho. Uma grande queda na disponibilidade de Ni a partir de 2,7 Ga pode ter tido grande impacto sobre bactérias que dependem deste elemento para metanogênese, e sua deficiência pode ter decrescido a população destes microrganismos (KONHAUSER et al., 2009). Outras aplicações envolvendo

elementos-traço consideram utilização de elementos como Sc, Ti e Zr, os quais servem de bons indicadores de contaminação clástica (BAU, 1993; PECOITS et al., 2009).

Uma outra maneira muito prática de estudar elementos traço em formações ferríferas é fazendo uma comparação em gráficos multielementares normalizados por um padrão (ex.: UCC – *Upper Continental Crust*), o que pode indicar uma maior ou menor proximidade do que é observado em diferentes tipos de modelos de formação ferrífera (Gráfico 2).

Gráfico 2 - Média de alguns elementos-traço de BIFs da Formação Carajás (MG) comparados com tipos Algoma e Superior, normalizados pelo UCC.



Fonte: MACAMBIRA; SCHRANK, 2002.

4.5.3 Elementos terras raras

A química de elementos terras raras tem sido usada como uma ferramenta muito útil na interpretação de condições do ambiente deposicional (como, por exemplo, condições de redox), bem como da fonte primária do ferro e sílica, baseado na informação de que seus padrões de distribuição registram o padrão da fonte de ferro devido ao alto coeficiente de partição de terras-raras em precipitados hidrotermais (KONHAUSER et al., 2017).

A fonte do ferro e da sílica em formações ferríferas havia sido largamente debatida durante muitas décadas, até que Holland (1973) questionou a até então aceita fonte continental do ferro (intemperismo dos continentes e transporte por rios). Em contradição a esta teoria, ele (HOLLAND, 1973) propôs que a fonte de ferro (e da sílica) seria oceânica (e profunda) para a maioria das formações ferríferas do mundo. Desde então, os inúmeros estudos envolvendo

elementos terras raras têm elucidado a fonte hidrotermal do ferro e da sílica, os quais concordam com a ideia de que fluidos hidrotermais abundantes em Fe e SiO₂ são liberados em um oceano estratificado (KLEIN, 2005).

Estudos envolvendo Eu e Ce foram essenciais para tais interpretações. Estes dois elementos são os dois únicos terras raras a oscilarem o estado de valência (3+ ou 2+ no caso do Eu, e 3+ ou 4+ no caso do Ce), enquanto os demais elementos apresentam-se na forma 3+ (DANIELSON; MÖLLER; DULSKY, 1992). Quando há mudança no estado de valência desses elementos, uma anomalia com relação a um padrão (ex.: NASC – *North American Shale Composite*) é formada, e por isso, essas anomalias são frequentemente utilizadas em interpretações paleoambientais (DANIELSON; MÖLLER; DULSKY, 1992; SIAL et al., 2015). A normalização usando algum padrão (razão entre a concentração dos elementos na amostra e um material referencial), como o NASC, UCC (*Upper Continental Crust*), PAAS (*Post Archean Australian Shale*) e Condrito, é comum na análise de terras-raras, pois remove os padrões “naturais”, ressaltando o fracionamento entre os elementos.

Anomalias positivas de Eu são formadas quando Eu³⁺ é reduzido para Eu²⁺, assim, as mesmas só são detectadas em ambientes extremamente redutores (DANIELSON; MÖLLER; DULSKI, 1992). Estes mesmos autores (DANIELSON; MÖLLER; DULSKI, 1992), através do cálculo das condições de equilíbrio redox do Eu, sugerem que o Eu na forma reduzida é improvável de ocorrer em condições de baixa temperatura (<175°C). Além disso, segundo Fryer; Fyfe e Kerrich (1979 apud KLEIN, 2005), os oceanos arqueanos possuíam seus padrões de ETR (e outros elementos traços) controlados predominantemente por atividades hidrotermais. Desta maneira, anomalias de Eu perdem gradativamente sua significância através do Mesoproterozoico e Neoproterozoico, bem como a concentração dos ETR diminui através do tempo, marcando atenuação da contribuição das soluções hidrotermais (KLEIN, 2005) e uma mudança de um sistema de alta temperatura para um sistema de alteração de baixa temperatura (DANIELSON; MOLLER; DULSKI, 1992). Os padrões mostrados pelas formações neoproterozóicas em geral não mostram anomalias claras de Eu, tendendo à assemelhar-se ao perfil dos oceanos modernos. Assim, é possível que a fonte dos metais (Fe, Si e outros) continue sendo hidrotermal, porém muito mais diluído do que em sequências mais antigas (KLEIN, 2005). Podemos dizer então que formações ferríferas do tipo Algoma tendem a apresentar fortes anomalias positivas de Eu, e que estas anomalias diminuem com o aumento da distância dos centros de descarga hidrotermal, refletido nas anomalias mais fracas das formações do tipo Superior (BEKKER et al., 2010) ou com a diluição desses fluidos no caso do tipo Rapitan (KLEIN, 2005).

Já as anomalias de Ce resultam da oxidação do Ce^{3+} , solúvel, para Ce^{4+} , menos solúvel, e sua subsequente dissociação dos demais ETR ou adsorção preferencial sobre a superfície de partículas (BAU; DULSKI, 1996). Sob condições oxidantes, Ce é mais dificilmente dissolvido, e, por conseguinte, águas oxidantes são empobrecidas (mostram anomalias negativas) em Ce, porque este precipita na forma de óxidos (e.g. CeO_2 ou $Ce(OH)_4$) que são removidos da coluna de água por adsorção sobre partículas de hidróxidos de Fe (III)-Mn(IV) suspensas (KATO et al., 2006; PLANAVSKI et al., 2010; WILDE; QUINBY-HUNT; ERDTMANN, 1996). Assim, anomalias positivas deste elemento nos sedimentos precipitados estão provavelmente associadas à presença de Mn hidrogênico (KATO; YAMAGUCHI; OHMOTO, 2006).

As anomalias de Ce não mostram relação linear entre suas magnitudes e o conteúdo de oxigênio dissolvido na água; no entanto, a presença de anomalias positivas ou negativas deste elemento sugerem fracionamento do Ce relacionado a processos redox (KATO; YAMAGUCHI; OHMOTO, 2006). A ausência de anomalias consistentes de Ce, em contrapartida, que é o que acontece em maioria das formações ferríferas do Arqueano e início do Paleoproterozóico, indica que não houve desvio do comportamento trivalente do Ce, sugerindo, portanto, que a coluna de água era relativamente anóxica, ou pelo menos, estava abaixo das condições Eh necessárias para haver desvio do comportamento trivalente do Ce (BAU; DULSKI, 1996).

4.6 Formações ferríferas neoproterozóicas

Como mencionado anteriormente, formações ferríferas do tipo Algoma e Superior (GROSS, 1965) foram depositadas principalmente durante o Arqueano e Paleoproterozóico. Depois de um intervalo aparentemente sem ocorrências de formações ferríferas de aproximadamente 1 Ga, estas reaparecem no Neoproterozoico, principalmente associadas à depósitos glacio-marinhos, designadas como tipo Rapitan (YOUNG, 1976), sendo interpretadas como depositadas durante eventos de glaciação (c.a. 715 Ma) (COX et al., 2013). No entanto, formações ferríferas não relacionadas a eventos de glaciação já têm sido reportadas em sucessões neoproterozóicas. Nesta seção, serão apresentadas as principais características destas formações ferríferas neoproterozóicas, a fim de auxiliar em comparações com as rochas estudadas neste trabalho.

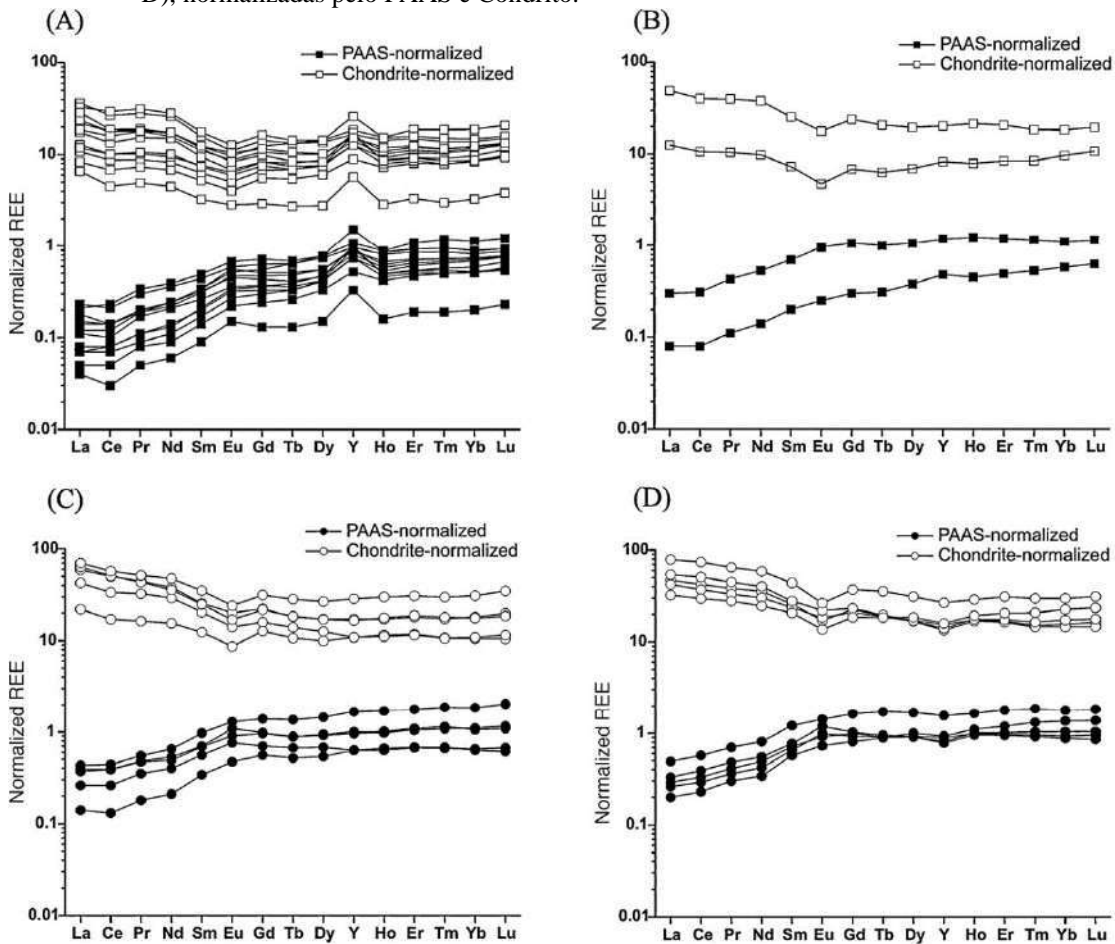
4.6.1 Formações ferríferas neoproterozóicas associadas a rochas vulcânicas (Tipo Algoma Neoproterozóico)

Exemplos de formações ferríferas neoproterozóicas sem associação direta com rochas de origem glaciogênica são as formações ferríferas bandadas de Wadi Karim e Um Anab, Egito (BASTA et al., 2011). Estas formações ocorrem intercaladas com rochas vulcânicas neoproterozóicas, incluindo metabasaltos e piroclásticas máficas a intermediárias (MAURICE, 2006), e pertencem à fácies óxido e mista entre óxido e carbonato (Wadi Karim) ou apenas óxido (Um Anab) (BASTA et al., 2011).

As rochas vulcânicas que hospedam as formações ferríferas de Wadi Karim e Um Anab mostram características geoquímicas que apontam para um ambiente de arco de ilhas ou *back arc*, com ϵNd (750 Ma) invariavelmente positivo, mostrando sua natureza juvenil (ALI et al., 2009).

Padrões ETRY mostram características tanto de soluções hidrotermais, quanto da água oceânica (BASTA et al., 2011). Enriquecimento em ETRP (quando normalizado pelo PAAS) é uma feição herdada da água oceânica, enquanto anomalias de Eu levemente positivas são características de soluções hidrotermais de baixa temperatura (BAU; DULSKI, 1996; BASTA et al., 2011). O declínio das anomalias de Eu com a idade de deposição de formações ferríferas é interpretado como reflexo da diminuição da importância de soluções hidrotermais de alta temperatura relativamente às de baixa temperatura no suprimento de ETR na água oceânica (DANIELSON; MOLLER; DULSKI, 1992). As pequenas anomalias negativas de Ce são sugestivas da ressurgência de condições anóxicas em profundidade nos oceanos neoproterozóicos (BASTA et al., 2011). A Figura 16 a seguir demonstra os padrões ETRY para as formações ferríferas de Wadi Karim e Um Anab, normalizados pelo PAAS e condrito. Apesar de normalizações usando padrões como PAAS serem mais frequentemente usadas na literatura, normalização por condrito tem a vantagem de mostrar a perda da anomalia positiva de Eu na interface Arqueano-Proterozóico (BAU; DULSKI, 1996).

Figura 16 – Compilação de gráficos ETRY das formações ferríferas Wadi Karim (A e B) e Um Anab (C e D), normalizadas pelo PAAS e Condrito.



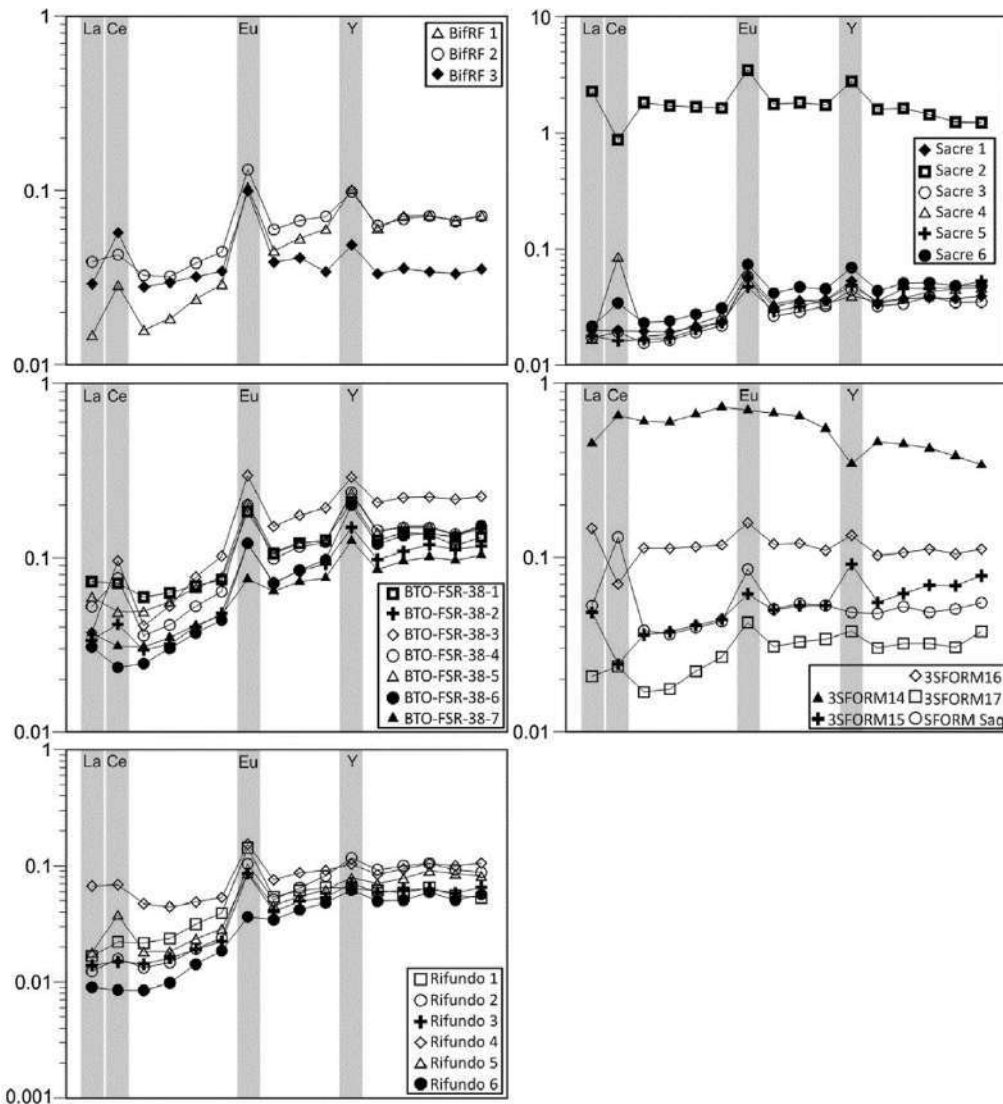
Fonte: BASTA et al., 2011.

Todas estas características levaram os autores (BASTA et al., 2011) a concluir que as formações ferríferas de Wadi Karim e Um Anab são do tipo Algoma, formadas em resposta à atividade vulcânica que acompanhou a quebra do Supercontinente Rodinia.

Um exemplo brasileiro corresponde às formações ferríferas bandadas da Formação Jucurutu (Rio Grande do Norte), na Faixa Seridó, metamorfisadas em fácies anfíbolito, as quais são associadas a metavulcânicas máficas, sem associação direta com depósitos de origem glacial (LEGRAND; SÁ; SANTOS, 2008; SIAL et al., 2015), e que são interpretadas como sendo depositadas em bacia do tipo rifte, resultante da extensão de um embasamento continental pré-existente, com o desenvolvimento de pequenas bacias marinhas no Neoproterozóico (GAUCHER; SIAL; FREI, 2015; VAN SCHMUS et al., 2003). Os padrões ETRY normalizados pelo PAAS mostram em sua maioria anomalias positivas de Eu, e anomalias positivas e negativas de Ce (Figura 17). A interpretação das anomalias de Ce ainda têm sido objeto de discussão. Os autores (SIAL et al., 2015) interpretaram um ambiente com condições

totalmente anóxicas, enquanto Azevedo (2016), em um estudo geoquímico das formações ferríferas da Formação Jucurutu, interpreta sua deposição em uma coluna de água estratificada, com predominância de um ambiente transicional entre oxidante e redutor.

Figura 17 – Padrões de distribuição de ETRY normalizados pelo PAAS de amostras de formação ferrífera bandada da Formação Jucurutu, Rio Grande do Norte.



Fonte: SIAL et al., 2015.

4.6.2 Formações ferríferas associadas a depósitos plataformais (Tipo Superior Neoproterozóico)

São rochas caracterizadas pela ocorrência em ambientes de margem passiva, com espessos pacotes de rochas carbonáticas e folhelhos, estando ausentes a associação com rochas

vulcânicas, e a relação com depósitos glaciais (GAUCHER, SIAL, FREI; 2015). Exemplos clássicos, inicialmente estudados por Gaucher et al. (1998), correspondem às formações ferríferas Yerbal e Cerro Espuelitas (Uruguai), as quais são associadas com espessos depósitos carbonáticos e siliciclásticos, com idades de área-fonte, por zircão detrítico, predominantemente paleoproterozóicas, com populações arqueanas e mesoproterozóicas subordinadas (BLANCO et al., 2009; GAUCHER et al., 2008). As associações de fácies, bem como as idades de proveniência, sugerem deposição ao longo das margens de um cráton antigo (Rio de la Plata) (GAUCHER, 2003; GAUCHER et al., 2008).

A química destas formações ferríferas foi inicialmente caracterizada por Frei et al. (2009; 2013), os quais reportaram depleção em ETRL, anomalias de Eu positivas e anomalias negativas de Ce. Estas características são intermediárias entre os tipos Algoma Neoproterozóico e Rapitan, e sugerem deposição sob condições de águas rasas oxigenadas, com fonte de ferro hidrotermal (FREI et al., 2013).

4.6.3 Formações ferríferas neoproterozóicas relacionadas a eventos de glaciação (Tipo Rapitan)

Formações ferríferas do tipo Rapitan (relacionadas a depósitos glaciais) eram as únicas neoproterozóicas conhecidas até recentemente, antes da descoberta dos demais tipos supracitados. São tidas como depositadas nos estágios iniciais das transgressões glaciais, isto é, causadas pelo derretimento glacial (ILYIN, 2009). Padrões de distribuição de ERTY em geral mostram empobrecimento em ETRL e a ausência ou grande atenuação de anomalias de Ce e Eu (KLEIN; BEUKES, 1993). Isto sugere que o *input* hidrotermal foi extensivamente diluído (KLEIN; BEUKES, 1993). Ilyin (2009) sugere também fonte do ferro a partir de intensa “lavagem” dos continentes pela movimentação das geleiras.

5 SÍNTESE DE TRABALHOS PRÉVIOS RELACIONADOS À ÁREA

Como já mencionado anteriormente, diversos trabalhos prévios realizados em áreas próximas à região deste estudo mencionam a presença de formações ferríferas (nestes trabalhos chamados comumente de “magnetita quartzitos” ou “quartzitos ferruginosos”), porém sem detalhar as ocorrências. O conhecimento desses trabalhos é, no entanto, essencial para o presente estudo por se tratar de mapeamentos que levantam a possibilidade de ocorrência de diversas litologias associadas aos quartzitos e alguns lançam hipóteses sobre sua gênese. Alguns dos trabalhos mais importantes estão sintetizados neste capítulo.

Um dos primeiros trabalhos relacionados à área corresponde ao mapeamento realizado pela Riofinex (1977), com a finalidade de pesquisar pirita e metais básicos associados na região compreendida entre Rio Claro e Lídice. Este trabalho envolveu mapeamento na escala 1:50.000 e na escala 1:10.000 a 1:2.000 em regiões de interesse para as mineralizações, além de geoquímica, geofísica e sondagem, com a definição de 10 unidades litoestratigráficas. Das unidades mapeadas, destaca-se aqui a unidade Valadão, composta por quartzitos (incluindo magnetita quartzitos) e biotita-(granada) gnaisses. Esses magnetita quartzitos ocorrem subordinadamente na unidade, sendo compostos principalmente por magnetita e quartzo em camadas com variados metros de espessura e intercalados com gnaisses de aparência manchada, biotita granulitos e quartzitos sem magnetita (RIOFINEX, 1977). A relação desses magnetita quartzitos com metabasitos não foi observada, o que levou a refutar uma possível origem exalativa para esses “magnetita quartzitos” (RIOFINEX, 1977). Neste caso, foi proposta uma derivação a partir de concreção ferruginosa do tipo *ironstone*, em condições de deposição relativamente calmas com extensa acumulação de detritos (RIOFINEX, 1977).

Chaves (1987) estudou as mineralizações sulfetadas da região de Lídice através de mapeamento na escala 1:50.000, com detalhe em 1:10.000, próximo às ocorrências de interesse, e reconheceu duas sequências principais: a Sequência Metassedimentar, composta por 9 unidades, e a Sequência Ígnea, composta por 2 unidades. A unidade de interesse para o presente trabalho corresponde à Unidade 2, que inclui magnetita quartzitos (por vezes constituindo formações ferríferas bandadas) intercalados em biotita gnaisses e quartzitos grossos, com magnetita perfazendo cerca de 20 a 60% da composição mineralógica e podendo apresentar alguns sulfetos tais como pirita, pirrotita e calcopirita (CHAVES, 1987). A origem dos metais que compõem a mineralização sulfetada ainda é debatida, podendo ser proveniente da erosão de um embasamento antigo ou de atividade vulcanogênica (CHAVES, 1987). Neste último

caso, uma rocha metaultramáfica interceptada em dois furos de sondagem poderia indicar uma possível relação com essas ocorrências sulfetadas (CHAVES, 1987).

Dios (1995) desenvolveu sua dissertação de mestrado em uma área entre as cidades de Mangaratiba e Rio Claro e agrupou as rochas aflorantes em 6 unidades, das quais a Unidade Migmatítica Macundú, que engloba rochas migmatíticas paraderivadas, é a unidade que apresenta magnetita quartzitos associados.

Dutra (2013) estudou, em sua dissertação de mestrado, as mineralizações entre Lídice e Rio Claro com o objetivo de melhor definir a divisão e relação estratigráfica entre as rochas da área e interpretar seu ambiente deposicional, usando como base o trabalho da RIOFINEX (1977). Esta autora detalhou três das unidades definidas pela RIOFINEX, as quais foram de interesse para estudo das mineralizações, estando os magnetita quartzitos presentes em todas as subdivisões da Unidade Valadão (Superior, Média e Inferior) e ocorrendo como faixas métricas associadas a pacotes pelíticos granatíferos, calciossilicáticas, anfibolitos, quartzitos sem magnetita e gnaisses grafitosos (RIOFINEX, 1977; DUTRA, 2013). Devido a essa associação, é admitida a possibilidade de deposição dos magnetita quartzitos em ambiente marinho profundo com forte contribuição exalativa (DUTRA, 2013).

Heilbron et al. (2007), na Nota Explicativa da Folha Volta Redonda, mapeada na escala 1:100.000, corrobora o mapa de Dios (1995) porém com algumas atualizações, dentre as quais a reinterpretação da Faixa Granulítica Ponte de Zinco como parte integrante do Complexo Juiz de Fora. Estes autores citam brevemente a ocorrência de quartzitos ferruginosos associados a quartzitos puros, quartzitos feldspáticos, filitos/xistos cinzas, sillimanita xistos e biotita gnaisses, em camadas decamétricas a centimétricas, atribuídos à Unidade Basal da Megassequência Andrelândia.

Hoffmann (2016) menciona a presença de magnetita quartzitos intercalados na Unidade Sillimanita-granada-biotita gnaiss, ocorrendo restritamente em pacotes centimétricos a decamétricos entre o córrego Ponte de Zinco e o Ribeirão Pires. Segundo o autor, estes quartzitos possuem granulação média a grossa, com a magnetita alongada orientada paralelamente à foliação da rocha e perfazendo cerca de 30% do volume total à vista desarmada (HOFFMANN, 2016). É levantada, ainda, uma relação com uma possível rocha metamáfica/metaultramáfica, a qual ocorre intercalada nestes quartzitos e apresenta-se muito alterada para uma coloração avermelhada a levemente esverdeada (HOFFMANN, 2016).

Pereira et al. (2016) realizaram uma revisão da geologia da região de Rio Claro, corroborando o trabalho de Dutra (2013), e caracterizando os magnetita quartzitos da área (pertencentes à Unidade Valadão) como camadas delgadas estratiformes, em geral com mais

de 21% de magnetita, que ocorrem intercaladas com rochas metapelíticas (biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses). Uma fina camada de magnetita quartzito também foi atribuída à Unidade Lídice (PEREIRA et al., 2016). Estes quartzitos são interpretados como formações ferríferas fácies óxido, concordando com a interpretação proposta por Dutra (2013) (PEREIRA et al., 2016).

A Tabela 5 a seguir sintetiza as unidades que ocorrem na área deste trabalho, mapeadas pelos trabalhos supracitados, bem como a relação entre elas. A tabela seguinte (Tabela 6) apresenta uma síntese das idades mais recentes obtidas para as unidades que afloram na área de mapeamento deste trabalho.

Tabela 5 - Síntese das unidades relevantes à área deste estudo mapeadas em trabalhos prévios

Trabalho	RIOFINEX (1977)	Chaves (1987)	Dios (1995)	Heilbron et al. (2007)	Dutra (2013)	Pereira et al. (2016)	Hoffman (2016)
Unidade descrita	São Roque	3	Unidade Metassedimentar Água Fria	Megassequência Andrelândia	São Roque Média II	São Roque III	Un. Sillimanita-granada-biotita gnaisse
					São Roque Média I	São Roque II	
					São Roque Inferior	São Roque I	
	Valadão Superior	Valadão III					
	Valadão Média	Valadão II					
	Valadão Inferior	Valadão I					
Lorena	1	Unidade Granulítica Ponte de Zinco	Complexo Juiz de Fora	Lorena	Lorena	Un. Charnóderbítica e Ortognaisse Granulítico	
		Unidade Migmatítica Macundu	Megassequência Andrelândia			Un. Granito gnaisse porfirítico e Hornblenda-biotita gnaisse	

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 6 - Síntese de idades recentes obtidas para as unidades aflorantes na área de mapeamento.

Unidade (Hoffman, 2016)	Litologia Datada	Referência	Método	Idade obtida	Significado
Metacharnóderbito	Granulito homogêneo	André (2014)	U-Pb em zircão (LA-ICP-MS)	2,65 Ga	Cristalização
Ortognaisse Granulítico	Ortognaisse porfirítico com OPx	André (2014)	U-Pb em zircão (LA-ICP-MS)	2,13 Ga	Cristalização
Sillimanita-Granada biotita Gnaisse	Quartzito	Hoffman (2016)	U-Pb em zircão (LA-ICP-MS)	701 Ma	Limite superior de sedimentação
Sillimanita-Granada biotita Gnaisse	Opx-Grt-Bt Gnaisse	Hoffman (2016)	U-Pb em zircão (LA-ICP-MS)	703 Ma	Limite superior de sedimentação
Sillimanita-Granada biotita Gnaisse	Magnetita quartzito	Hoffman (2016)	U-Pb em zircão (LA-ICP-MS)	713 Ma	Limite superior de sedimentação
Granito Gnaisse Porfirítico	Gnaisse porfirítico	Hoffman (2016)	U-Pb em zircão (LA-ICP-MS)	623 Ma	Cristalização

Fonte: A autora, 2018.

6 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

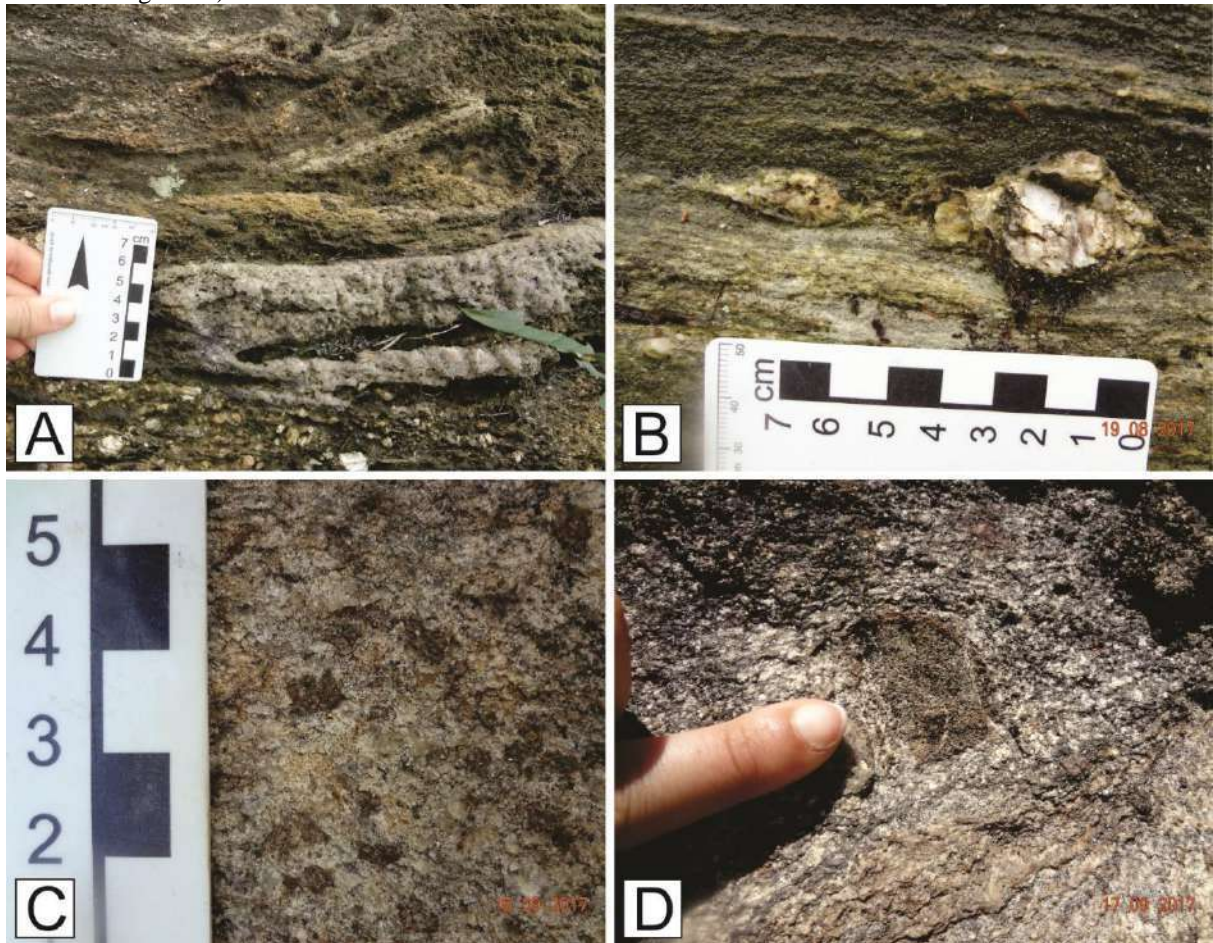
6.1 Caracterização das litologias mapeadas e petrografia

6.1.1 Unidade Metacharnoenderbito-Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaïsse

Esta unidade representa o embasamento da sequência metavulcanossedimentar da área de estudo, sendo composta por dois litotipos ortoderivados: a) Metacharnoenderbito; b) Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaïsse. Ocorrem majoritariamente na porção norte da área de estudo e na porção central, compondo possíveis janelas estruturais, devido ao dobramento que afeta tanto as rochas do embasamento quanto as rochas metassedimentares (vide Apêndice A e B). Constituem rochas com boas exposições em afloramentos, mostrando-se em geral bastante frescas ou pouco alteradas, o que lhes confere destaque no relevo com relação às rochas metassedimentares adjacentes, em especial os paragnaïsses.

Sua coloração (ambos os litotipos) é em geral cinza escura, com típicos feldspatos esverdeados. Os piroxênios (principalmente ortopiroxênio) são reconhecidos à vista desarmada por sua coloração amarronzada e hábito prismático, frequentemente mostrando duas direções de clivagem a aproximadamente 90°. Em geral, o Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaïsse tende a apresentar textura porfirítica nas partes menos deformadas e de gnaïsse bandado a fitado (*stripped gneiss*) nas partes mais deformadas, podendo exibir feições migmatíticas. Nestas porções são comuns dobras apertadas a isoclinais (Figura 18 A) e a foliação é melhor desenvolvida, contornando os porfiroclastos de feldspato (Figura 18 B). Já o metacharnoenderbito tende a se apresentar mais homogêneo (Figura 18 C) e mostra textura inequigranular seriada, podendo ainda apresentar magnetismo moderado. Enclaves centimétricos de rochas máficas estão presentes localmente (Figura 18 D).

Figura 18 – Exemplos em afloramento de gnaisses do embasamento (Unidade Metacharnoenderbito/ Opx-Hb-Bi gnaisse).

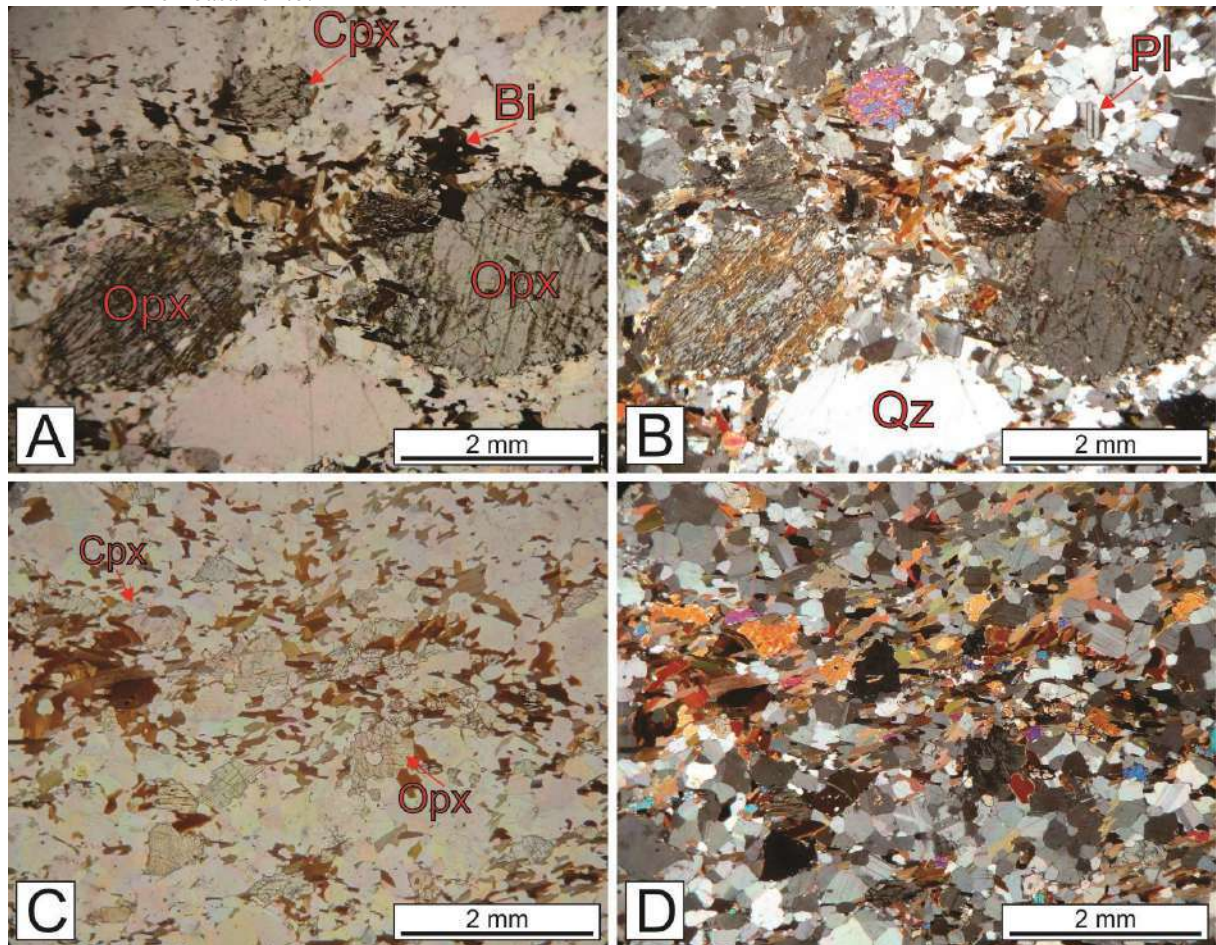


Legenda: A) Veio de quartzo dobrado em afloramento de Opx-Hb-Bi gnaisse (AFC-48); B) Porfiroclasto de feldspato lenticular em afloramento de Opx-Hb-Bi gnaisse com textura de gnaisse fitado (AFC-49); C) Metacharnoenderbit com cristais de ortopiroxênio visíveis a olho nu (AFC-72); D) Detalhe de afloramento de metacharnoenderbit com enclave de rocha de composição mais máfica (AFC-91).

Fonte: A autora, 2018.

As descrições petrográficas sob luz transmitida mostram que a mineralogia destas rochas compreende principalmente quartzo, plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, ortopiroxênio e minerais opacos, podendo apresentar pequenas porcentagens de microclina e anfibólios, estes dois últimos presentes principalmente no Ortopiroxênio-hornblenda-biotita gnaisse. Acessórios incluem principalmente allanita, zircão, titanita, carbonatos, argilominerais (principalmente caulinita e clorita), hidróxidos de ferro, apatita, epídoto e muscovita. Granada foi observada apenas localmente, como porfiroblastos milimétricos (por exemplo, no afloramento AFC-91). A Figura 19 a seguir mostra o aspecto geral destas rochas em lâmina delgada.

Figura 19 – Fotomicrografias mostrando aspecto geral em lâmina sob luz transmitida dos gnaisses do embasamento.



Legenda: A) e B) Metaenderbito (lâmina THM-38) a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 25x; C) e D) Opx-Hb-Bi gnaiss (lâmina THM-95) a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 25x.

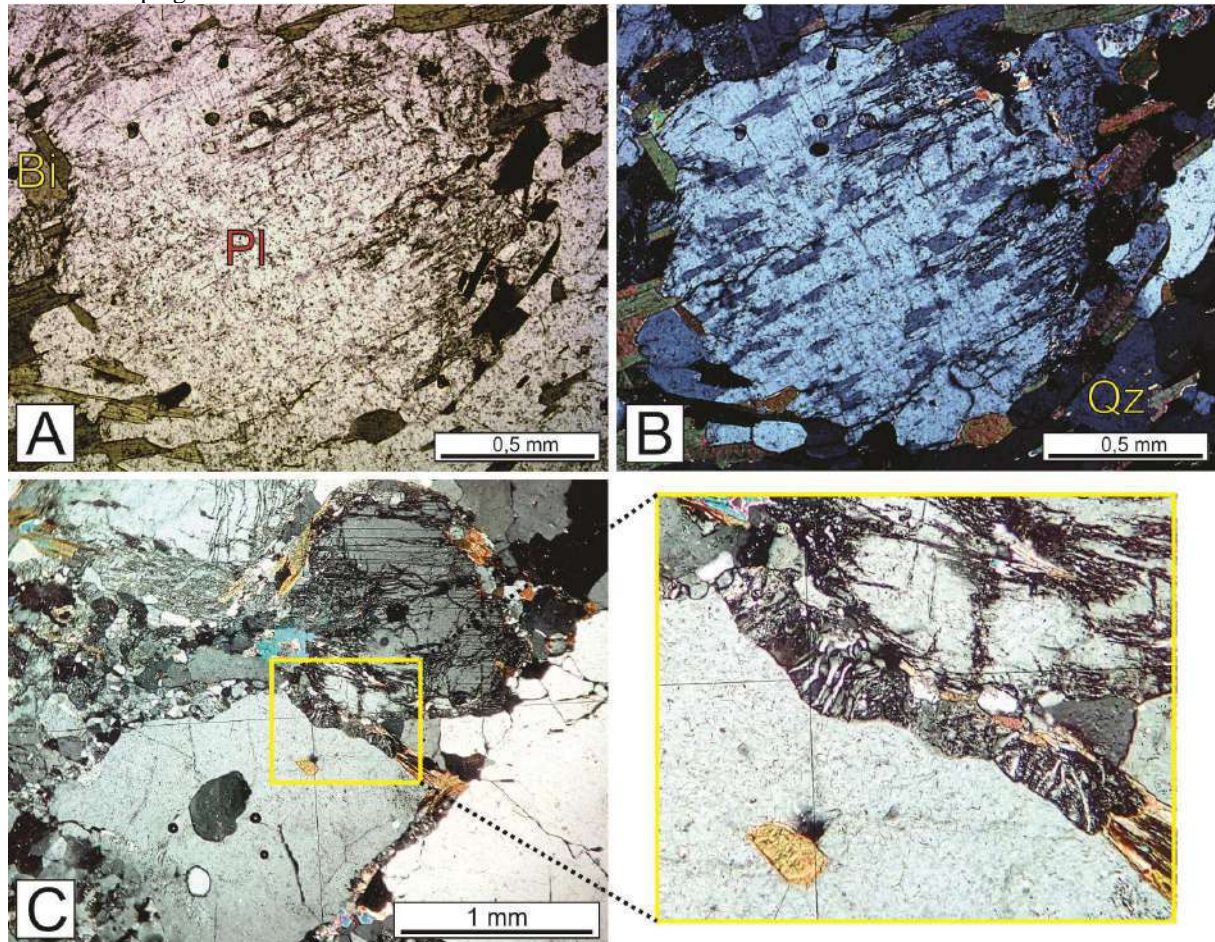
Fonte: A autora, 2018.

O quartzo (10-58%) se apresenta nestas rochas como cristais hipidioblásticos a xenoblásticos, com formatos ameboides, exibindo contatos interlobados entre si e alongados paralelamente à foliação observada na rocha. Outra feição comum é a extinção ondulante com tendência à formação de subgrãos. Nos termos miloníticos, organiza-se em forma de fitas acunhadas nas extremidades, também paralelas à foliação, podendo ocorrer na matriz entre estas fitas como cristais idioblásticos, poligonais e granulares, sendo frequente o desenvolvimento de junções tríplexes, devido a processo de recristalização estática.

Feldspatos (microclina e plagioclásio) ocorrem tanto como porfiroclastos deformados, com formas lenticulares, cujo eixo maior é paralelo a subparalelo à foliação principal observada, como na matriz da rocha, na forma de grãos hipidioblásticos a idioblásticos, poligonais, com o desenvolvimento frequente de junções tríplexes. Microclina chega a configurar de 5% até 67%, sendo mais abundante no Ortopiroxênio-hornblenda-biotita

gnaisse, enquanto plagioclásio chega até 77% da rocha. Alguns destes porfiroclastos exibem recristalização nas bordas para cristais menores e poligonais, e por vezes se mostram totalmente recristalizados internamente. Podem apresentar textura antipertítica e mirmequítica na borda (Figura 20).

Figura 20 – Fotomicrografias sob luz transmitida de texturas frequentemente observadas em porfiroclastos de plagioclásio de rochas do embasamento.



Legenda: A e B) Textura antipertítica, a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 50x (Lâmina THM-223-A); C) Textura mirmequítica na borda com detalhe à direita, nicóis cruzados, aumento 50x (Lâmina THM-224-E).

Fonte: A autora, 2018.

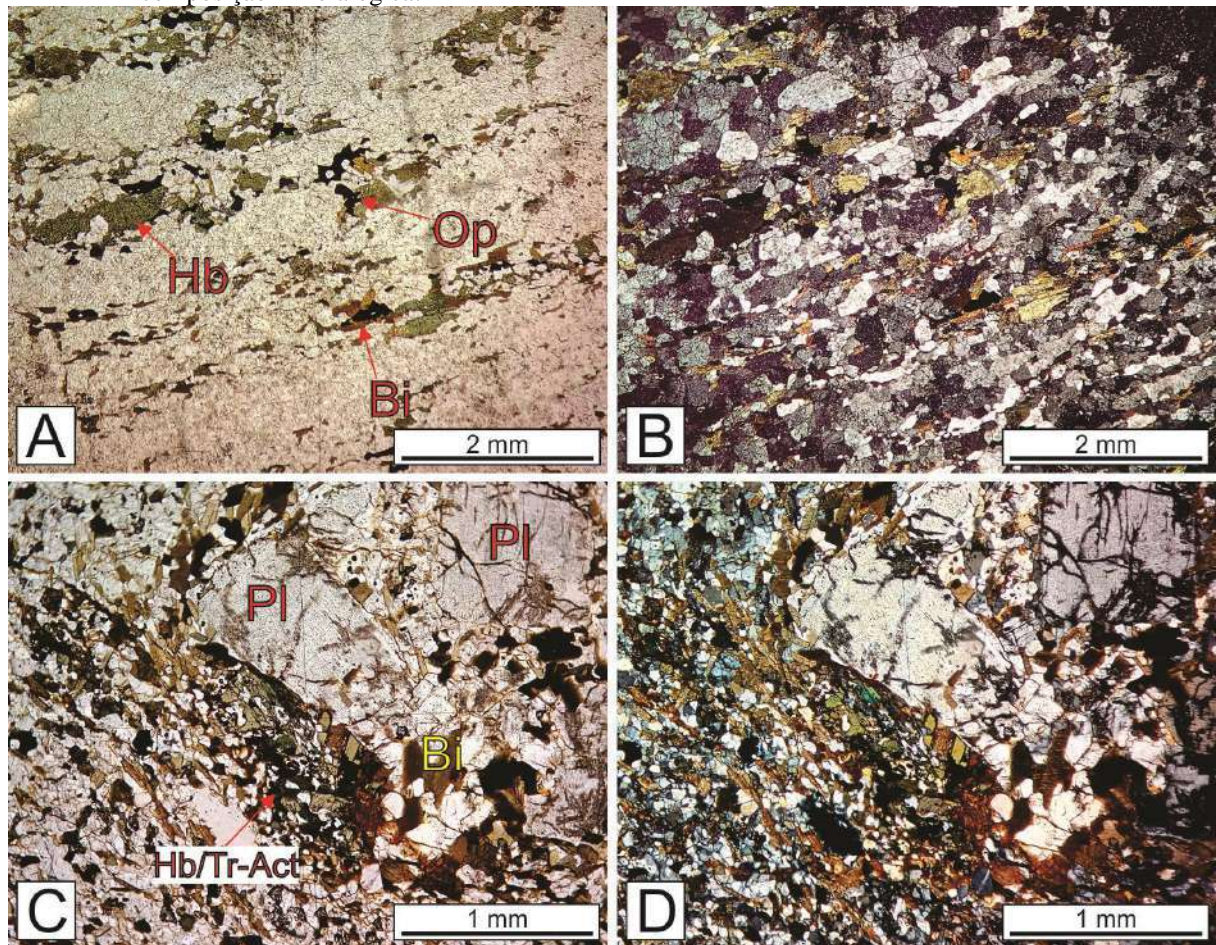
Os cristais de biotita (1-30%) são hipidioblásticos a idioblásticos, exibindo seu típico hábito lamelar, geralmente substituindo cristais e hornblenda e piroxênio. Ocorrem orientados preferencialmente, definindo a foliação principal da rocha. Em geral, posicionam-se nos espaços intergrãos, e contornam os porfiroclastos de feldspato, por vezes desenvolvidos também nas suas caudas de recristalização. Com menor frequência, ocorrem como inclusões não orientadas nos feldspatos ou em outras biotitas. No caso de uma lâmina específica (THM-38), cuja rocha foi classificada como metaenderbita, alguns cristais de biotita ocorrem ainda

como inclusões em clinopiroxênio. Grãos muito finos de biotita também são produto de alteração comum dos piroxênios, juntamente com hidróxidos de ferro, sendo desenvolvidos ao longo de seus planos de clivagem, fraturas e contatos com as demais fases, e em alguns casos, os piroxênios encontram-se quase totalmente substituídos por este filossilicato/hidróxidos, de forma que apenas seu formato é preservado (pseudomorfismo).

Os piroxênios incluem clino e ortopiroxênio, podem, somados, configurar até 10% da mineralogia da rocha. Foram diferenciados principalmente pela extinção (reta nos Opx), minerais de alteração e birrefringência (mais baixa nos Opx). Apesar disso, essa distinção é por vezes dificultada pelo alto grau de alteração destes minerais e deformação da rocha (que pode ter modificado o ângulo de extinção). Estes minerais ocorrem tanto na forma de grãos xenoblásticos a hipidioblásticos, presentes na matriz da rocha (especialmente Cpx), como na forma de prismas curtos deformados (porfiroclastos de Cpx e Opx), podendo estar orientados paralelamente à foliação observada na rocha (ver Figura 19).

Cristais de anfibólio (até cerca de 13%) ocorrem no Ortopiroxênio-hornblenda-biotita, incluindo em sua maioria hornblenda hipidioblástica a xenoblástica, prismática, orientada de maneira a definir, juntamente com cristais de biotita, a foliação principal da rocha (ver Figura 21 A e B), e ocorrendo concentradas em faixas delgadas paralelas à foliação (ex. lâmina AFC-28). No caso de uma lâmina específica (THM-225) anfibólios incluem, além de hornblenda, minerais da série tremolita-actinolita, os quais ocorrem como agregados granulares a prismáticos, associados a pequenos grãos de opacos e a biotita (ver Figura 21 C e D), sendo observado ainda simplectito de hornblenda com plagioclásio ao redor de alguns fenocristais de plagioclásio. Anfibólios também ocorrem substituindo cristais de piroxênio, a exemplo da lâmina THM-224-A.

Figura 21 – Fotomicrografias sob luz transmitida de exemplos de Opx-Hb-Bi gnaiss contendo anfibólios na sua composição mineralógica.



Legenda: A e B) Lâmina AFC-28, a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 25x; C) e D) Lâmina THM-225, a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando agregado de cristais de anfibólios ao lado de fenocristal de plagioclásio, aumento 50x.

Fonte: A autora, 2018.

Apatita (até 3%) e zircão (até 2%) ocorrem tanto como grãos arredondados quanto prismas, inclusos nas demais fases ou, por vezes, presentes na matriz da rocha, podendo ocorrer orientados paralelamente à direção da foliação principal observada.

Carbonatos (até 3%), muscovita (até 3%) e argilominerais (ex. clorita e caulinita) (em geral menos que 1%) ocorrem frequentemente associados alteração de cristais de feldspato e piroxênios.

Allanita (até 3%) ocorre granular a prismática, idiomórfica a hipidiomórfica, por vezes zonada e bastante metamórfica, presente como inclusão na biotita, anfibólios (quando estes estão presentes) ou na matriz, com frequente desenvolvimento de halo pleocróico e fraturas radiais.

Epidoto (até 1%) ocorre localmente, como borda ao redor de alguns minerais opacos, ou como produto de saussuritização dos cristais de plagioclásio.

6.1.2 Sequência Metavulcanossedimentar

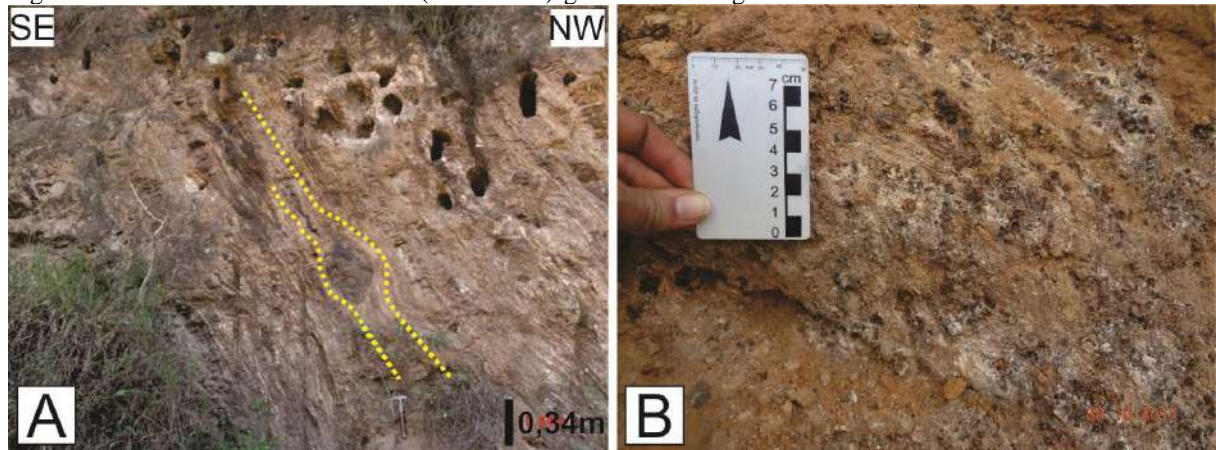
Esta sequência é composta por rochas de origem sedimentar siliciclástica e precipitados químicos, e rochas de origem ígnea básica e ultrabásica, que ocorrem intrinsecamente intercaladas. Neste trabalho estas rochas serão agrupadas em três unidades de mapeamento de acordo com seu predomínio: a) Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss com intercalações de ferro-exalitos e rochas calciossilicáticas; b) Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera; c) Unidade Metamáfica-metaultramáfica, sendo as duas últimas o principal foco deste trabalho.

6.1.2.1 Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss

Esta unidade é encontrada em afloramentos de corte de estrada e escassos lajedos nas encostas de morros, pois tendem a compor exposições com alto grau de alteração. Ocorre ao longo de toda a área de mapeamento, sendo mais representativa na porção central, em uma extensa faixa de direção NE-SW, onde encontra-se dobrada em escala de mapa junto com os gnaisses do embasamento.

Constitui um gnaiss acinzentado a levemente alaranjado, de granulação fina a média e textura nematoblástica a porfiroblástica, com porfiroblastos de granada que ressaltam à vista desarmada, podendo chegar a ter diâmetro próximo a 5 mm. Pode apresentar feições migmatíticas, com leucossoma milimétrico a centimétrico, de composição granítica, também contendo porfiroblastos de granada e apresentando granulação mais grossa. A foliação é bastante marcada pela biotita, sendo frequentemente defletida na presença de lentes (ou boudins) de rochas calciossilicáticas e metamáficas/metaultramáficas (Figura 22).

Figura 22 – Afloramentos da Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss

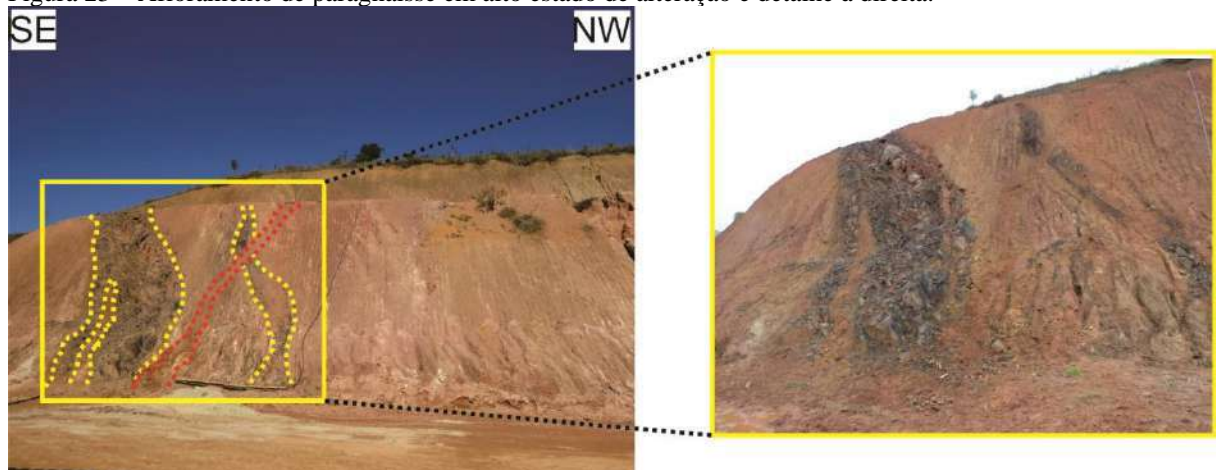


Legenda: A) Afloramento de (sillimanita)-granada-biotita gnaiss mostrando foliação (tracejada em amarelo) sendo defletida por lente de rocha metamáfica no ponto AFC-61; B) Detalhe de afloramento de granada-biotita gnaiss mostrando porfiroblastos milimétricos de granada no ponto AFC-107.

Fonte: A) HOFFMAN, 2016. Adaptado pela autora, 2018; B) A autora, 2018.

Este gnaiss ocorre frequentemente com intercalações de camadas gradualmente mais quartzosas e de camadas com grafita disseminada, além de outras litologias que foram citadas no início desta seção. Na região central e sul-sudeste do mapa, esse gnaiss mostra ainda intercalação de formação ferrífera (Figura 23).

Figura 23 – Afloramento de paragneiss em alto estado de alteração e detalhe à direita.



Nota: Intercalação com formação ferrífera (tracejada em amarelo), a qual é cortada por dique de rocha máfica alterada (tracejada em vermelho) no ponto AFC-29. A altura do barranco é de aproximadamente 6 metros (estimativa visual) na porção mais alta exibida na foto da esquerda.

Fonte: A autora, 2018.

A análise de lâminas deste gnaiss sob luz transmitida mostra que sua mineralogia compreende principalmente quartzo, feldspatos (predomínio de plagioclásio sobre feldspato potássico), biotita e granada, podendo apresentar sillimanita, e tendo como produtos de alteração secundária caulinita, clorita, muscovita, carbonatos e epídoto. Zircão e minerais

opacos são acessórios comuns. Em afloramento, à vista desarmada, pode-se observar ainda a presença de grafita e hidróxidos de manganês ao longo dos planos de foliação.

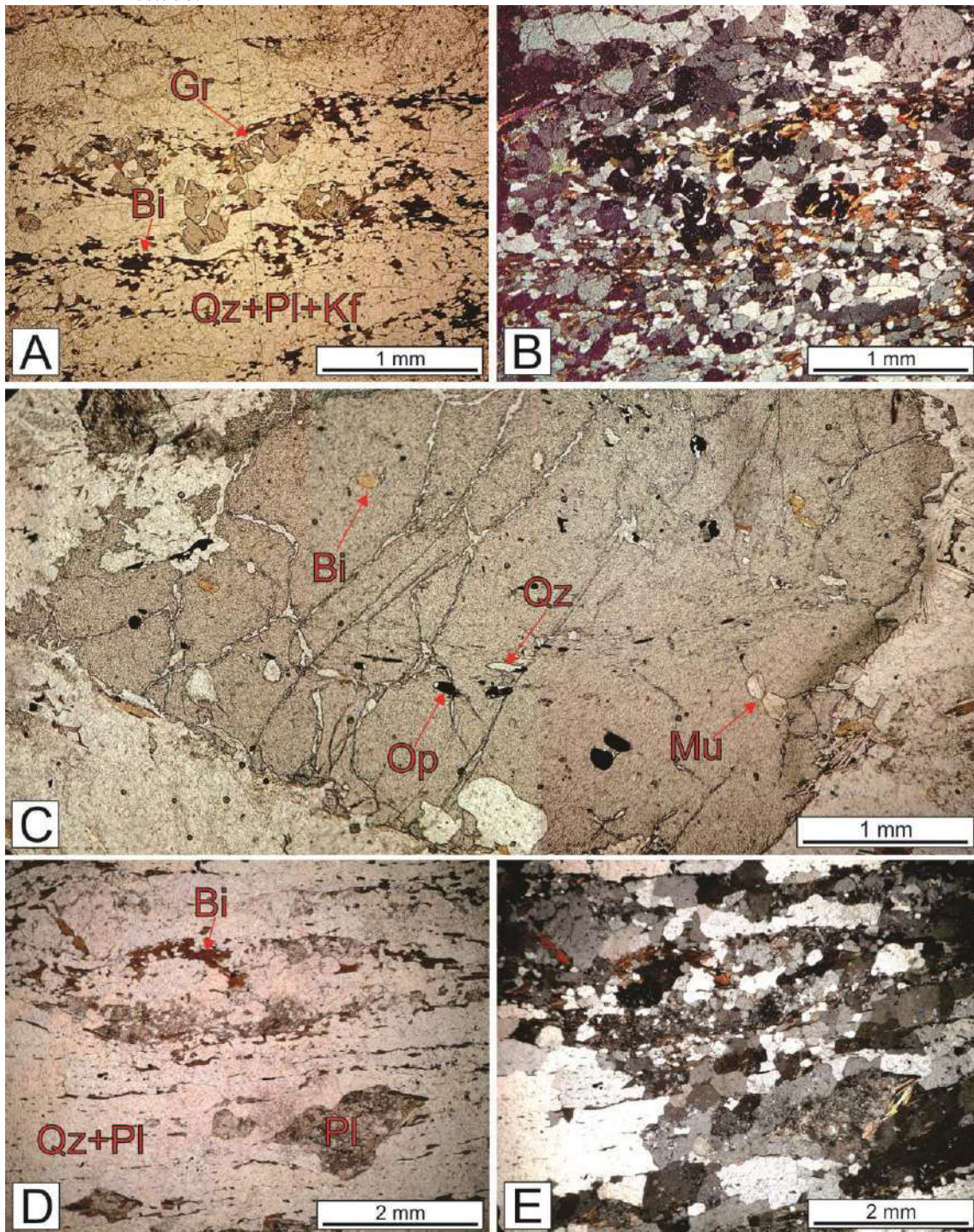
Os cristais de quartzo ocorrem em sua maioria xenoblásticos, com hábitos irregulares (ameboides), podendo em algumas regiões ocorrer poligonais, com contatos retos entre si e desenvolvimento de junções tríplices. Cristais alongados tendem a ocorrer alinhados paralelamente à direção da foliação (Sn) da rocha. Nos termos miloníticos, os cristais de quartzo formam fitas paralelas à foliação Sn.

Os feldspatos (principalmente plagioclásio) ocorrem como porfiroblastos lenticulares, cujo eixo é paralelo à foliação Sn, podendo ocorrer como porfiroclastos bastante estirados e recristalizados nos termos miloníticos. Por vezes, formam faixas de cristais idioblásticos, nas quais compõem uma textura do tipo mosaico com frequente desenvolvimento de junções tríplices, ou ocorrem na matriz, hipidioblásticos a idioblásticos. Apresentam como produtos de alteração frequente carbonatos, epídoto, muscovita e caulinita.

Cristais de biotita são hipidioblásticos, lamelares, ocorrendo alinhados preferencialmente de maneira a definir a foliação principal observada (Sn), que é defletida ao redor de porfiroblastos e/ou porfiroclastos de feldspato e granada. Ocorrem, ainda associados a cristais de granada, desenvolvidos ao longo de seus planos de fraturamento e limites de grãos. Alguns cristais menores e mais finos ocorrem como inclusões nos feldspatos. Mostram frequente associação a muscovitas e cloritas, as quais ocorrem como produto de substituição.

Os cristais de granada possuem composição próxima a almandina (ver Apêndice E), e ocorrem como porfiroblastos xenoblásticos, frequentemente deformados, chegando a ter formatos lenticulares nos termos miloníticos, cujo eixo é paralelo à direção da foliação principal observada. Possuem por vezes inclusões de minerais opacos orientados, arredondados a prismáticos, e sillimanita desenvolvida próximo aos seus limites. A Figura 24 mostra alguns exemplos descritos e enfatiza a ocorrência da granada deformada, com a foliação da rocha (definida principalmente pela biotita) contornando-a. Também mostra porfiroclastos de feldspato deformados em gnaisse milonítico.

Figura 24 – Fotomicrografias sob luz transmitida de (sillimanita)-granada-biotita gnaiss da área de estudo.

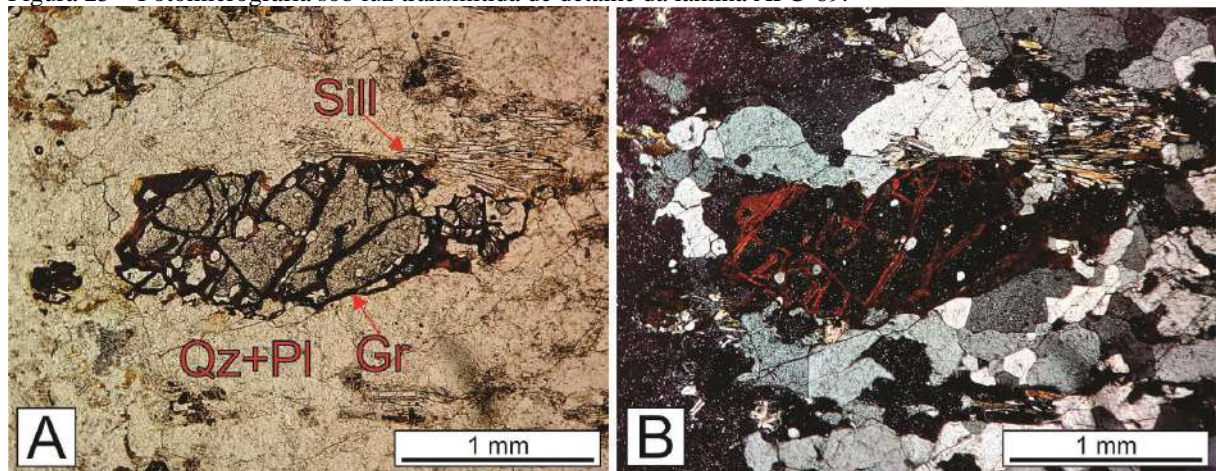


Legenda: A) e B) Lâmina THM-302-B mostrando foliação definida por biotita de coloração marrom-avermelhada defletida por porfiroblastos/porfiroclastos de granada deformados, bem como desenvolvida ao longo de suas fraturas, a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 50x; C) Mosaico de fotomicrografias de porfiroblasto milimétrico deformado de granada da lâmina THM-332 com inclusões orientadas de opacos e quartzo, além de outros minerais inclusos, tais como muscovita e biotita, a nicóis paralelos, aumento 50x; D) e E) Biotita gnaiss milonítico (lâmina THM-39-C) mostrando porfiroclastos de plagioclásio deformados e alterados, com eixo paralelo à foliação da rocha, que é definida por biotita, nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 25x.

Fonte: A autora, 2018.

A sillimanita, quando presente, ocorre como cristais hipidioblásticos a idioblásticos, prismáticos a aciculares, orientados paralelamente à foliação principal observada (Sn). Quando aciculares, podem ocorrer localmente como agregados fibrorradiados. Ocorrem concentrados em níveis composicionais também paralelos à foliação. A Figura 25 a seguir mostra um exemplo deste gnaiss contendo sillimanita. Em amostra de mão, observa-se sillimanita acicular substituindo um mineral prismático, provavelmente sillimanita prismática de uma geração anterior.

Figura 25 – Fotomicrografia sob luz transmitida de detalhe da lâmina AFC-69.



Legenda: Cristais de sillimanita prismática orientados paralelamente à foliação da rocha e sua possível relação com porfiroblasto/clasto de granada deformado e com eixo maior orientado. Nicóis paralelos (A) e cruzados (B), aumento 50x.

Fonte: A autora, 2018.

Cristais de zircão se apresentam comumente como inclusões arredondadas no quartzo, feldspatos e biotita, neste último caso, desenvolvendo halo pleocróico.

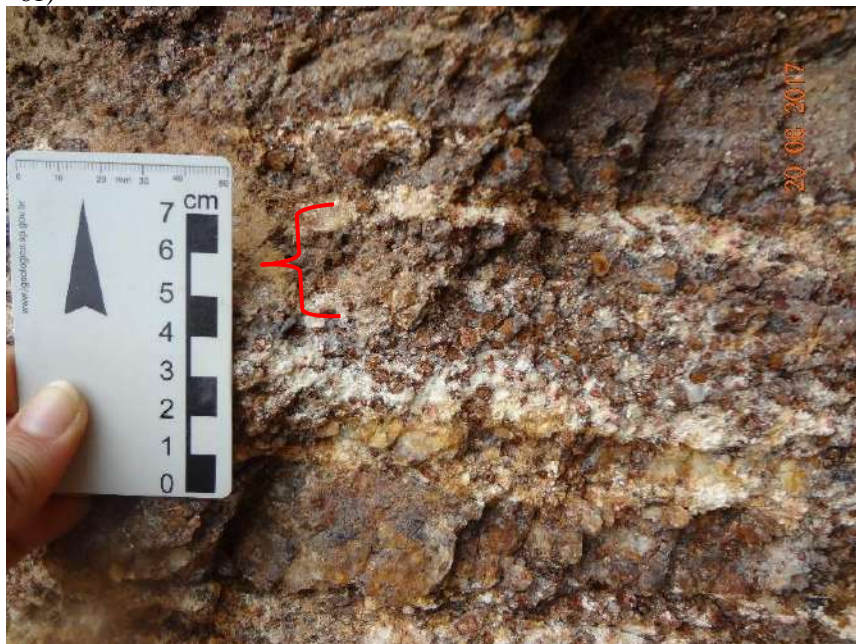
Minerais opacos ocorrem associados às fases supracitadas, conforme mencionado, além de serem observados desenvolvidos ao longo dos planos de clivagem da biotita.

Devido à sua composição mineralógica e à íntima intercalação de outras rochas de origem sedimentar, como quartzitos, ferro-exalitos e rochas calciossilicáticas, este gnaiss é interpretado como de origem sedimentar, com protólito variando de camadas pelíticas a semipelíticas, nos níveis mais quartzosos.

6.1.2.1.1 *Ferro-exalitos*

Os ferro-exalitos correspondem a rochas intercaladas no paragnaisse cuja mineralogia principal inclui granada (almandina) e quartzo. Cristais de granada ocorrem como porfiroblastos hipidioblásticos a xenoblásticos, com formas irregulares ameboides, concentrados em níveis composicionais que são paralelos à foliação principal observada nos paragnaises adjacentes. Os cristais de quartzo são também xenoblásticos, ameboides, com contatos interlobados entre si, sendo em alguns locais alongados obliquamente ao bandamento composicional definido pelos níveis de granada. Apresenta-se também como inclusões arredondadas na granada, junto com minerais opacos e biotita. Outros minerais presentes incluem muscovita e argilominerais, associados à alteração de biotitas e ao longo de fraturas nas granadas. Rutilo também ocorre eventualmente associado à biotita, opacos, ou a cristais de granada, ocorrendo próximo às suas bordas (Figura 26).

Figura 26 – Detalhe de afloramento de granada-biotita gnaisse (ponto AFC 61)



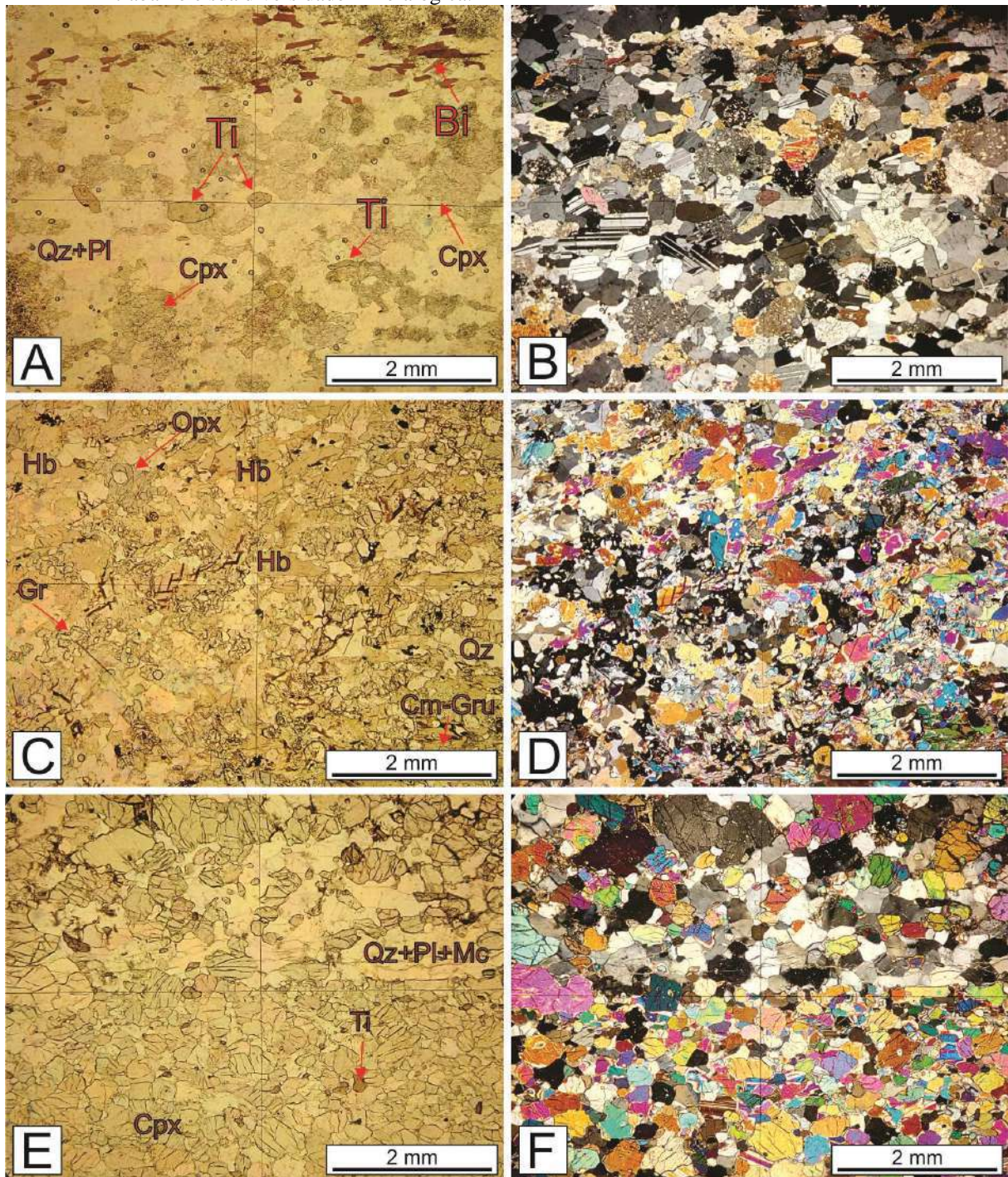
Nota: camada de ferro-exalito (indicada em vermelho).

Fonte: A autora, 2018.

6.1.2.1.2 *Rochas Calciossilicáticas*

As calciossilicáticas ocorrem na área como rochas de coloração verde (várias tonalidades) intercaladas no paragnaisse, com mineralogia bastante diversificada. A análise petrográfica demonstra que estas rochas podem incluir anfibólios (hornblenda, tremolita-actinolita, cummingtonita-grunerita), plagioclásio, microclina, quartzo, clinopiroxênio, ortopiroxênio, escapolita, quartzo, minerais opacos, granada, biotita e, como acessórios, zircão, allanita, titanita e rutilo, em proporções variadas. Carbonato pode ocorrer como produto da alteração de clinopiroxênio e plagioclásio. A foliação, quando bem desenvolvida, é comumente definida pelo alinhamento preferencial dos anfibólios, que são desenvolvidos ao redor ou substituindo os piroxênios. Os anfibólios encontram-se por vezes recristalizados na forma de cristais menores, poligonais, com formação de junções tríplices (ex.: lâmina AFC-17; THM-15-E; THM-35-C). Biotita também ocorre em algumas destas rochas substituindo cristais de anfibólio (ex.: lâmina THM-15-E) e de piroxênio. Os piroxênios se mostram como prismas e incluem tanto clino como ortopiroxênio. Titanita desenvolve-se frequentemente ao redor de anfibólios, piroxênios e minerais opacos, podendo também estar inclusa em porções quartzo-feldspáticas da rocha. Granada, quando presente, ocorre comumente ao redor de cristais de feldspato (plagioclásio) (lâmina THM-35-C) ou como cristais esqueléticos lenticulares (lâmina THM-302-A). A Figura 27 a seguir ilustra alguns exemplos de rochas calciossilicáticas descritas neste trabalho.

Figura 27 – Fotomicrografias sob luz transmitida de algumas amostras de rochas calciosilicáticas descritas neste trabalho e sua diversidade mineralógica.



Legenda: A e B) Lâmina THM-15-E, mostrando cristais de titanita inclusos na matriz quartzo-feldspática e ao redor de cristal de piroxênio, com a foliação definida por cristais de biotita orientados; C e D) lâmina THM-35-C, com pelo menos dois tipos de anfibólio (hornblenda e cummingtonita-grunerita), e cristais de granada vermiformes desenvolvidos ao redor de plagioclásio; E e F) lâmina THM-302-A, mostrando faixa na qual clinopiroxênio predomina com relação à faixa na qual minerais félsicos são relativamente mais abundantes. Todas as fotomicrografias possuem aumento 25x e foram obtidas com nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fonte: A autora, 2018.

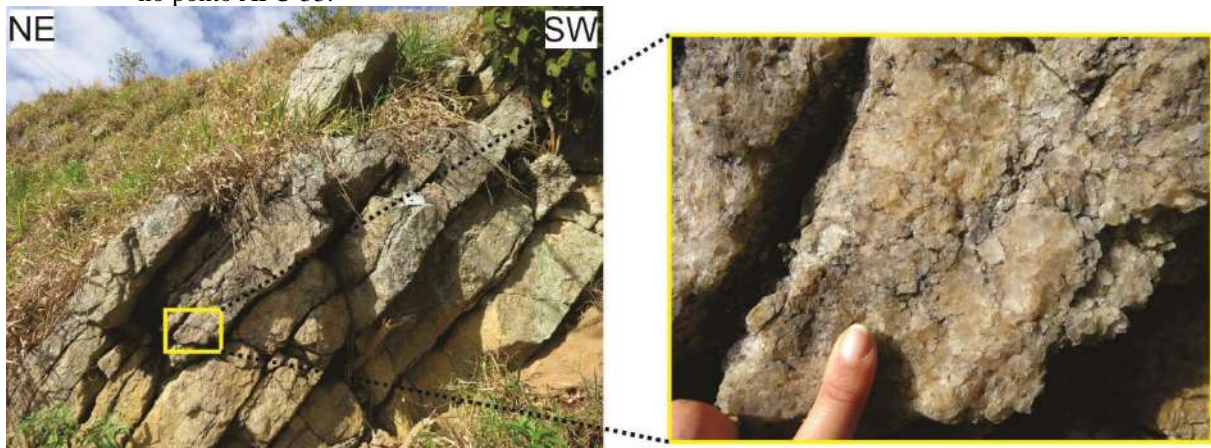
6.1.2.2 Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera

Esta unidade corresponde ao foco deste trabalho, por englobar a Formação Ferrífera São João Marcos. Consiste em pacotes decimétricos a decamétricos de quartzitos com mineralogia e textura diversa, que ocorrem intercalados entre si, com a formação ferrífera, e porcentagens subordinadas de paragneisse e rochas metamáficas/metaultramáficas. Os afloramentos de quartzitos possuem as melhores exposições dentre as unidades aqui tratadas, mostrando pouco ou nenhum grau de alteração quanto maior a quantidade de quartzo. A granulação varia de fina a muito grossa, com aspecto de “sal grosso”, conforme o grau de recristalização. Na região central da área, em escala de mapa, estes quartzitos apresentam-se dobrados juntamente com as rochas metamáficas/metaultramáficas em um complexo padrão estrutural, demonstrado pela diversidade de medidas das foliações. Em todos os casos, é frequente a presença de óxidos/hidróxidos de manganês preenchendo fraturas e ocupando espaços de foliação e intergrãos.

6.1.2.2.1 Quartzitos puros a impuros

São quartzitos que podem apresentar pequenas quantidades de outros minerais, incluindo feldspato, muscovita, biotita, minerais opacos, turmalina e zircão, podendo gradar para camadas de quartzito puro. A Figura 28 ilustra afloramento deste tipo de quartzito.

Figura 28 – Exemplo de afloramento de quartzito impuro, de textura grossa (“sal grosso”), com detalhe à direita, no ponto AFC-33.



Fonte: A autora, 2018.

Análise sob microscópio de luz transmitida mostra que os cristais de quartzo (92-97%) são em geral xenoblásticos e ameboides, com granulação que varia de média a grossa. Por vezes, encontram-se alongados e orientados preferencialmente segundo duas foliações observadas, S_n e S_{n+1} . Extinção ondulante, com formação de textura de subgrãos, é uma feição bastante frequente.

O feldspato (possivelmente plagioclásio) (até 6%) ocorre com contornos irregulares e formatos ameboides a arredondados, frequentemente alterado para muscovita muito fina e/ou caulinita, as quais compõem entre 1 e 3% do percentual modal.

A muscovita (até 1%) ocorre hipidioblástica, lamelar, orientada paralelamente à foliação observada da rocha, frequentemente associada a fraturamentos e localizada nos contatos intergrãos. Também ocorre associada à alteração do feldspato, como cristais muito finos, e ao redor de minerais opacos. Caulinita ocorre em frequente associação com muscovita, substituindo-a.

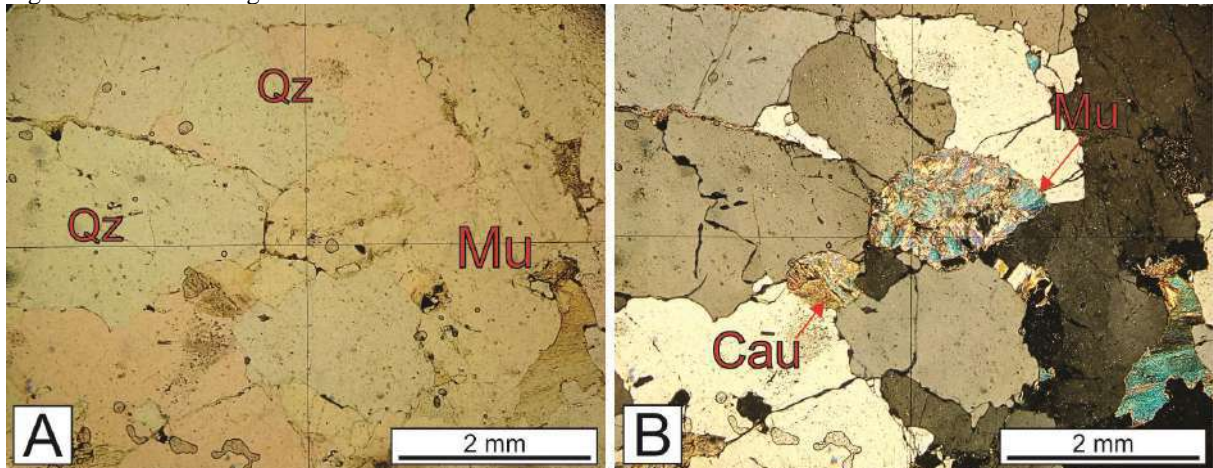
A biotita (até 2%) ocorre como pequenos cristais lamelares hipidioblásticos localizados entre ou inclusos nos cristais de quartzo. Também pode ocorrer bordejando alguns minerais opacos.

Os minerais opacos (até 3%) são xenoblásticos, ameboides, ocorrendo lado a lado com cristais de quartzo, ou são hipidioblásticos a idioblásticos, inclusos no quartzo. Ocorrem frequentemente orientados preferencialmente segundo a foliação principal da rocha.

Turmalina (em geral <1%), quando presente, ocorre como pequenos prismas orientados paralelamente à foliação da rocha, em geral inclusos nos cristais de quartzo.

A Figura 29 ilustra um exemplo de quartzito impuro descrito em microscópio, mostrando seu aspecto geral.

Figura 29 – Fotomicrografia sob luz transmitida da lâmina AFC-42-B.



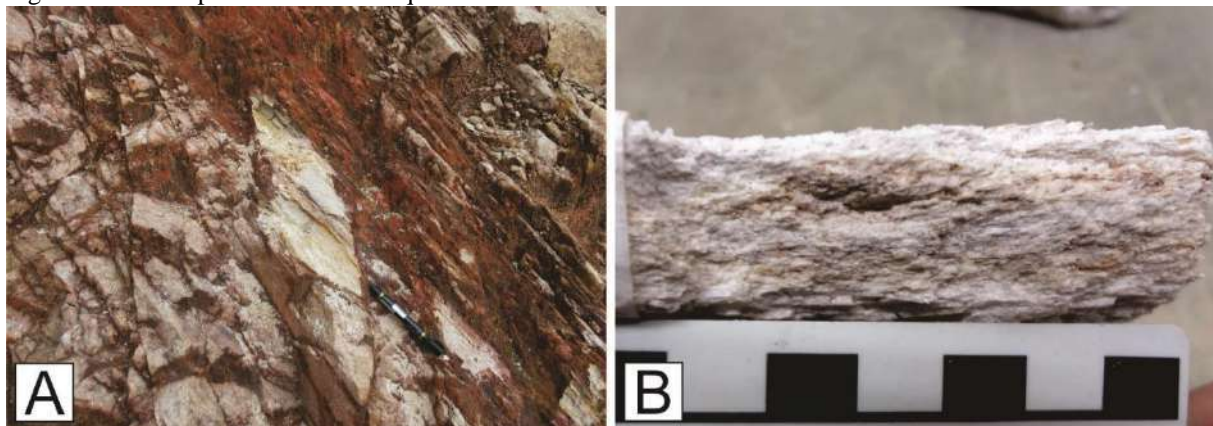
Nota: A figura mostra alguns minerais comuns nestes quartzitos, tais como muscovita e caulinita. No centro da foto, muscovita e caulinita aparecem substituindo um mineral prévio (feldspato). O quartzo é comumente ameboide, com contatos interlobados. Nicóis paralelos (A) e cruzados (B), aumento 25x.

Fonte: A autora, 2018.

6.1.2.2.2 *Sillimanita quartzito*

Corresponde a um quartzito de aparência “xistosa” em afloramento, no qual a foliação principal (Sn) é bem marcada pelo paralelismo de cristais de sillimanita, contendo também quantidades variáveis de feldspato (muitas vezes alterados para caulinita), micas e minerais opacos. É uma rocha de mais difícil preservação, ocorrendo como camadas centimétricas a decimétricas alteradas, intercaladas nos quartzitos supracitados. A Figura 30 ilustra a aparência destas rochas em afloramento.

Figura 30 – Exemplos de sillimanita quartzito.



Legenda: A) Afloramento do ponto AFC-24 mostrando ocorrência de níveis de quartzito com sillimanita; B) amostra de mão de sillimanita quartzito mostrando sua aparência xistosa.

Fonte: A autora, 2018.

A descrição microscópica revela que os cristais de quartzo (35-94%) são hipidioblásticos a xenoblásticos, e ocorrem alongados, orientados paralelamente à foliação da rocha e, quando idioblásticos e granulares, são frequentes em contatos retos entre si, com a formação de pontos tríplices.

Os feldspatos (até 35%) incluem microclina e plagioclásio, e ocorrem xenoblásticos, em níveis paralelos à foliação da rocha, encontrando-se bastante alterados, principalmente para muscovita muito fina. Ocorrem também como porfiroclastos lenticulares.

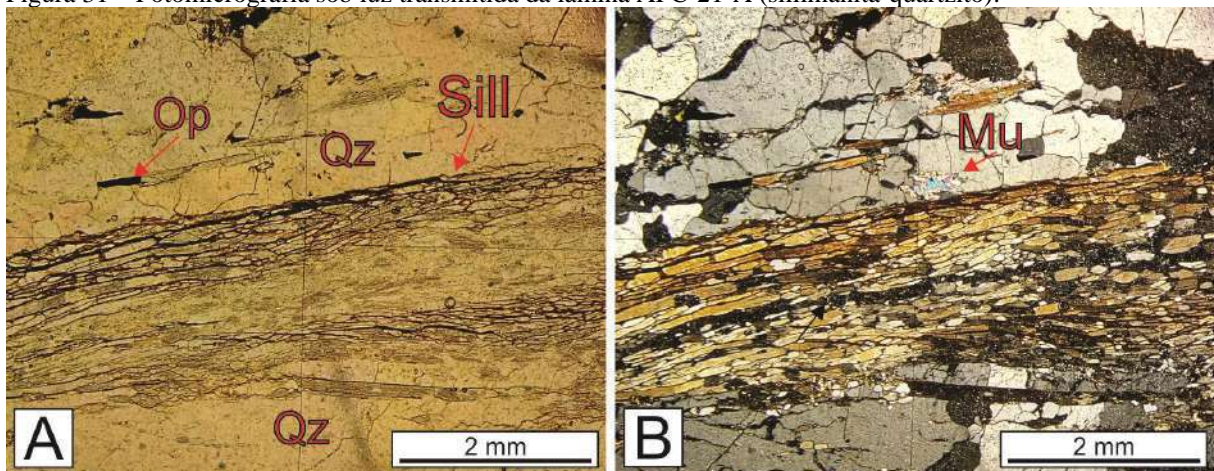
A sillimanita (até 20%) ocorre em níveis de maior concentração, como cristais prismáticos orientados de maneira a definir a foliação principal observada, que é paralela a estes níveis composicionais.

Os minerais opacos (até 6%) são hipidioblásticos, prismáticos, ocorrendo nos espaços entre os prismas de sillimanita e orientados paralelamente à foliação. Mais raramente, ocorrem inclusos na sillimanita, na forma de cristais xenoblásticos arredondados.

A biotita (até 3%) é hipidioblástica, lamelar, ocorre associada à sillimanita e orientada paralelamente a esta. Também se apresenta em agregados pontuais. Muscovita (até 4%) é um produto comum de alteração da biotita, bem como da sillimanita.

A Figura 31 ilustra como estas rochas se configuram sob microscópio de luz transmitida.

Figura 31 – Fotomicrografia sob luz transmitida da lâmina AFC-21-A (sillimanita-quartzito).



Nota: A figura mostra cristais de sillimanita prismática orientados paralelamente à foliação da rocha. Muscovita ocorre em alguns pontos, em geral substituindo a sillimanita. O quartzo é xenoblástico e ameboide, principalmente, e os opacos também se encontram orientados. Nicóis paralelos (A) e cruzados (B), aumento 25x.

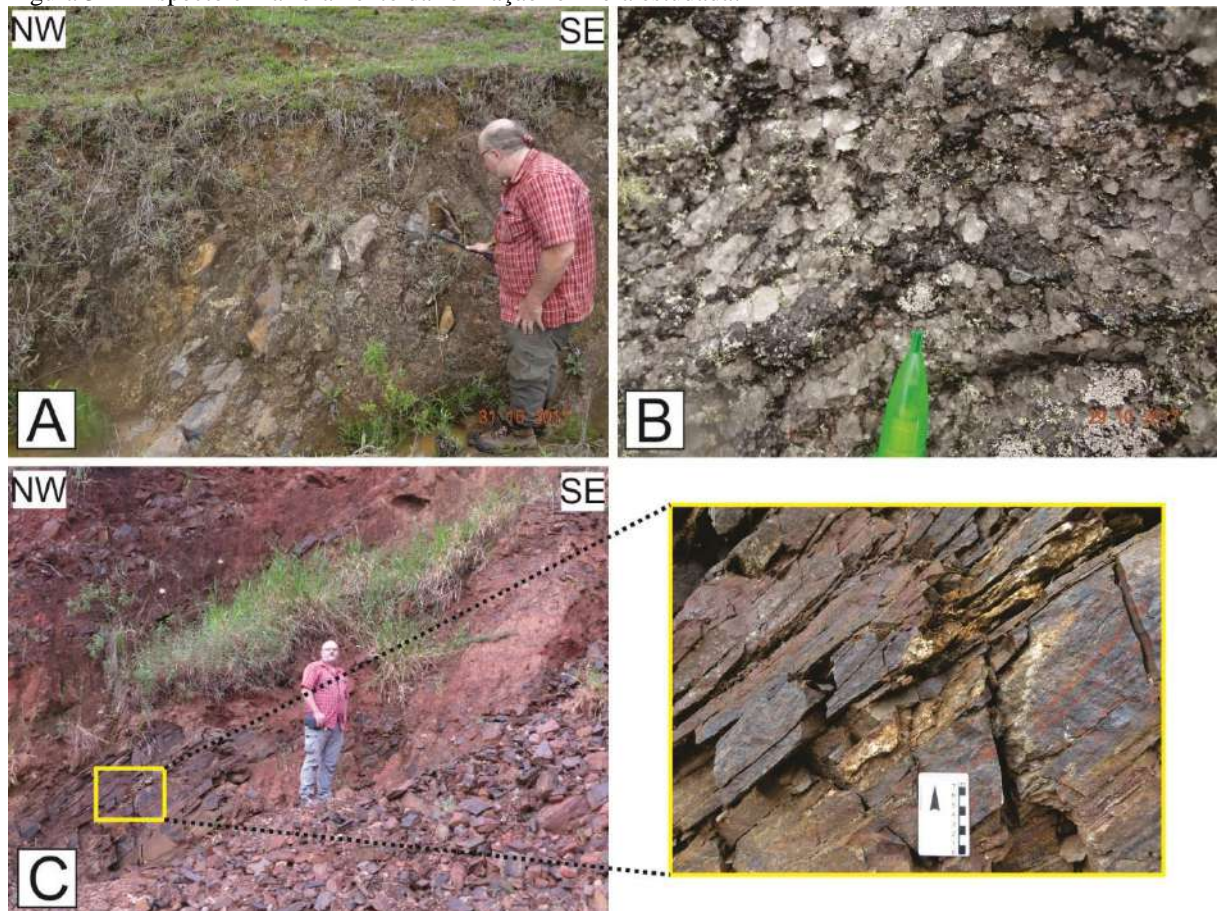
Fonte: A autora, 2018.

6.1.2.2.3 *Formação Ferrífera São João Marcos*

Corresponde a uma rocha com granulação variável de fina a grossa, cuja mineralogia inclui majoritariamente minerais opacos e quartzo, podendo conter pequenas porcentagens de outros minerais, como ortopiroxênio, feldspato, granada, anfibólios, biotita, muscovita, apatita e zircão. Sua ocorrência está restrita à porção central do polígono mapeado, mais especificamente entre o córrego Ponte de Zinco e o Ribeirão dos Pires.

De acordo com a textura observada, essa formação ferrífera foi classificada em dois grupos (fácies): as Formação Ferrífera Bandada e a Formação Ferríferas Homogênea. O primeiro grupo (FFB) se refere a uma rocha que apresenta um bandamento caracterizado pela alternância (milimétrica a centimétrica) de camadas nas quais os opacos predominam com relação ao quartzo, e camadas nas quais o quartzo é predominante (Figuras 32A e 33A). Este bandamento é paralelo à foliação principal observada, sendo também paralelo ao “acamamento composicional” observado regionalmente. Por vezes, o bandamento desta FFB encontra-se localmente dobrado. O segundo grupo (FFH) engloba uma rocha cujo bandamento não é bem desenvolvido, possuindo uma textura mais homogênea, caracterizada por uma distribuição mais ou menos uniforme dos opacos e quartzo (Figura 32B e 33B). Em certos afloramentos é possível observar os dois tipos intercalados. Ainda ocorrem camadas de formação ferrífera da qual não foi possível a distinção entre homogênea ou bandada, por estarem milonitizadas, as quais estão ilustradas nas Figuras 32C e 33C.

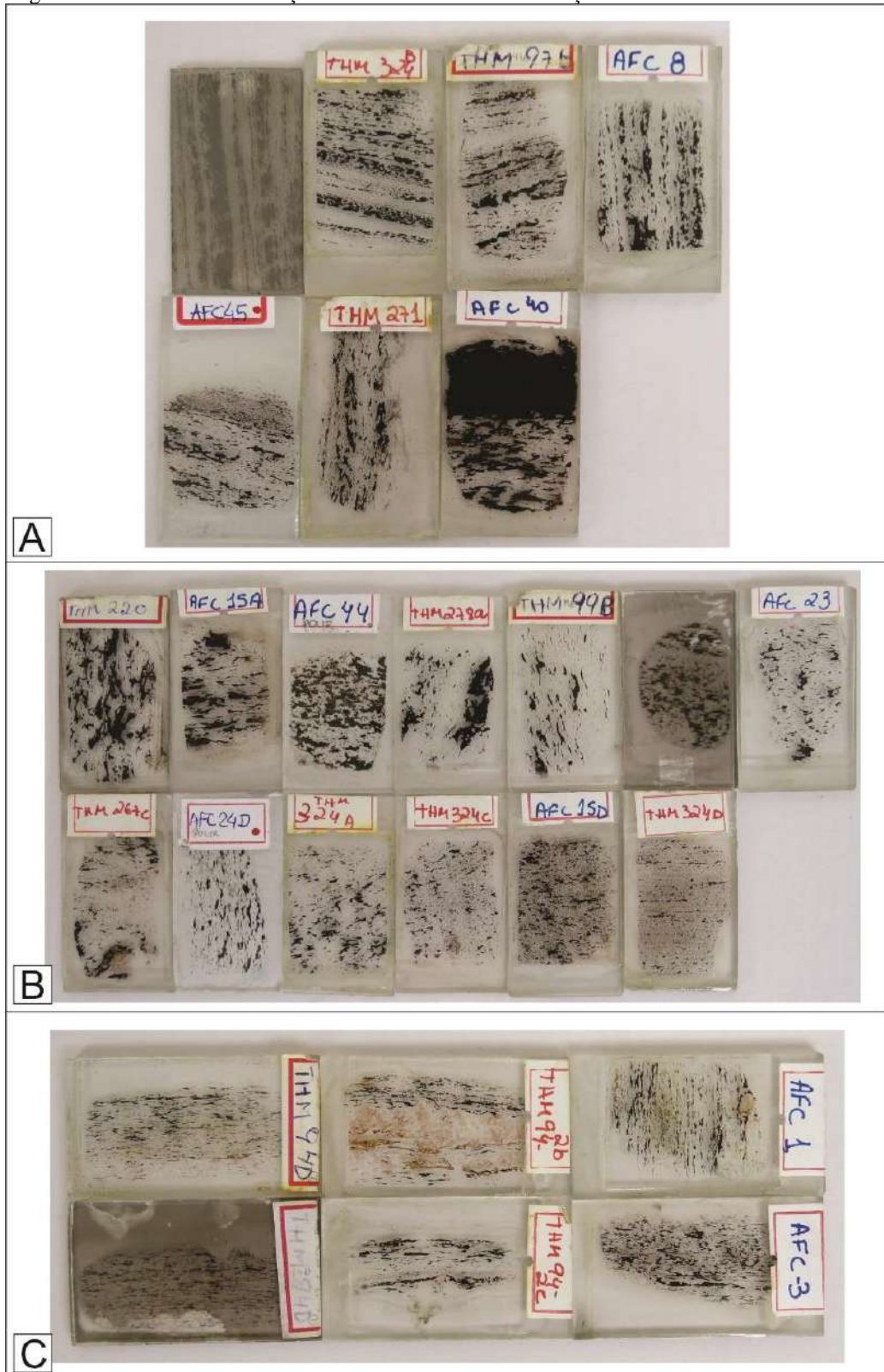
Figura 32 – Aspecto em afloramento da formação ferrífera estudada.



Legenda: A) Formação Ferrífera Bandada no ponto AFC-06 (equivalente ao ponto THM-324); B) Detalhe de Formação Ferrífera Homogênea, no ponto AFC-99; C) Afloramento de formação ferrífera milonítica no ponto AFC-01.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 33 – Lâminas da formação ferrífera mostrando diferenças texturais.



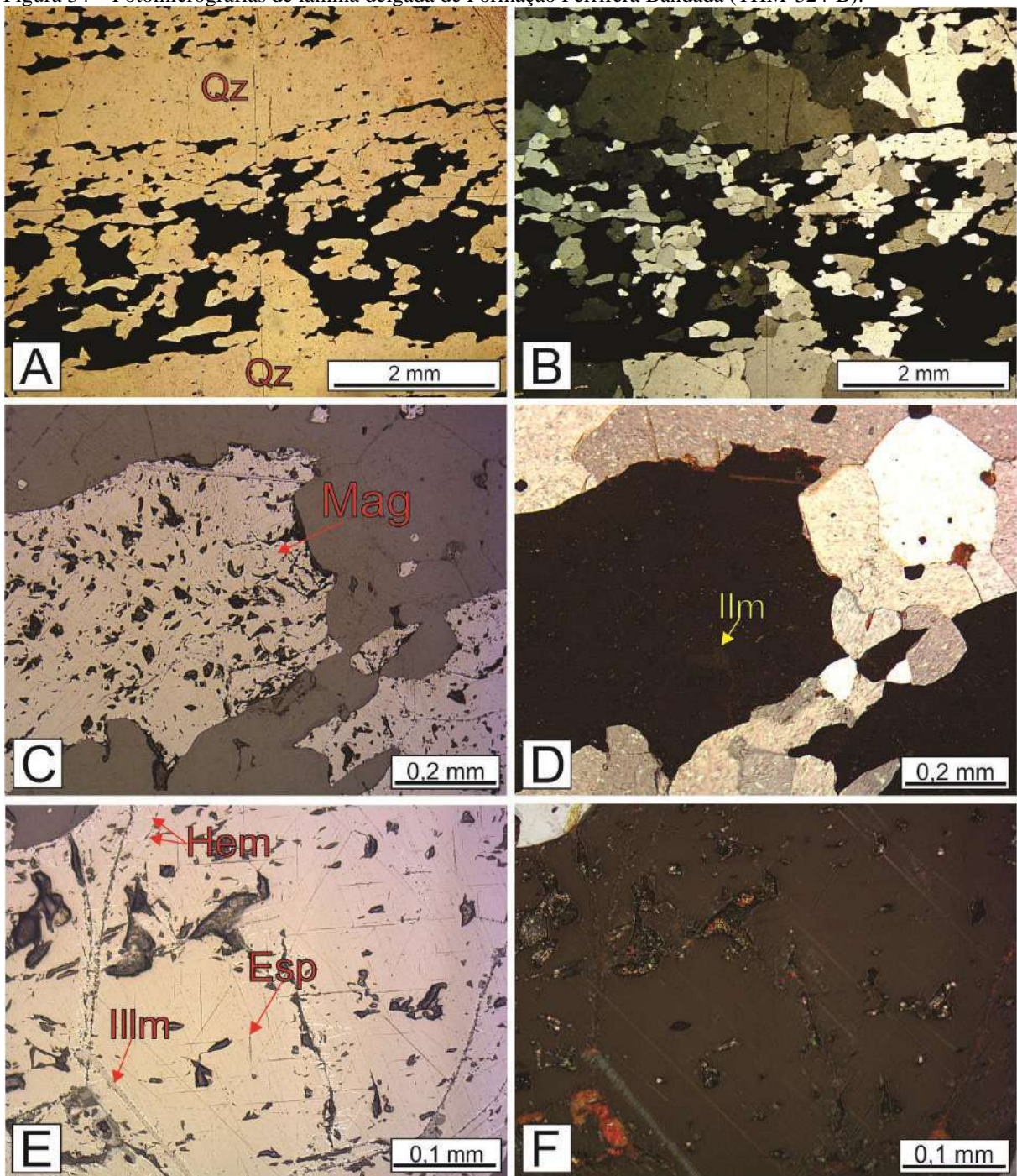
Legenda: A) Formação Ferrífera Bandada; B) Formação Ferrífera Homogênea; C) Formação Ferrífera Milonítica.

Fonte: A autora, 2018.

A análise petrográfica desta formação ferrífera (bandada e homogênea) mostra que os cristais de quartzo (45-78%) são frequentemente xenoblásticos, ameboides e alongados, formando entre si contatos interlobados. Quando alongados, dispõem-se orientados paralelamente à foliação da rocha. Nos termos miloníticos, organizam-se em fitas também paralelas à foliação e podem apresentar-se poligonais entre elas, granulares, com frequente desenvolvimento de junções tríplexes. Extinção ondulante e textura de subgrãos com orientação oblíqua à foliação da rocha são comuns.

Os minerais opacos (14-40%) foram analisados sob luz refletida e incluem em sua maioria magnetita titanífera, podendo apresentar lamelas de exsolução de espinélio (hercinita, constatado em EDS e microsonda) e de ilmenita (Figura 34 e 35). Espinélio granular de composição próxima à hercinita ocorre no contato entre a magnetita hospedeira e as lamelas de exsolução de ilmenita (Figura 34). É possível a existência de espinélio magnesiano, cuja composição não pode ser calculada através da microsonda devido ao tamanho dos cristais, porém certa quantidade de magnésio foi constatada em EDS (Figura 34). Cristais de ilmenita também ocorrem como inclusões xenomórficas a hipidiomórficas não orientadas na magnetita (Figura 34 C e D). Martitização incipiente a intensa ocorre ao longo dos planos de partição, fraturas e contatos com demais grãos, de forma que em alguns cristais nota-se a completa substituição da magnetita por hematita (Figura 36). Alteração para hidróxidos de ferro, principalmente goethita, é comum (Figura 37). Estes opacos são hipidioblásticos, em sua maioria, com contatos interlobados com as fases adjacentes, muito embora internamente entre si possam formar contatos retos e junções tríplexes. Nos termos miloníticos, ocorrem bastante estirados. Em geral ocorrem lado a lado com os cristais de quartzo, porém opacos mais finos, de hábitos arredondados granulares e prismáticos podem apresentar-se como inclusões no quartzo. Os opacos encontram-se alinhados e orientados preferencialmente, definindo a foliação principal observada.

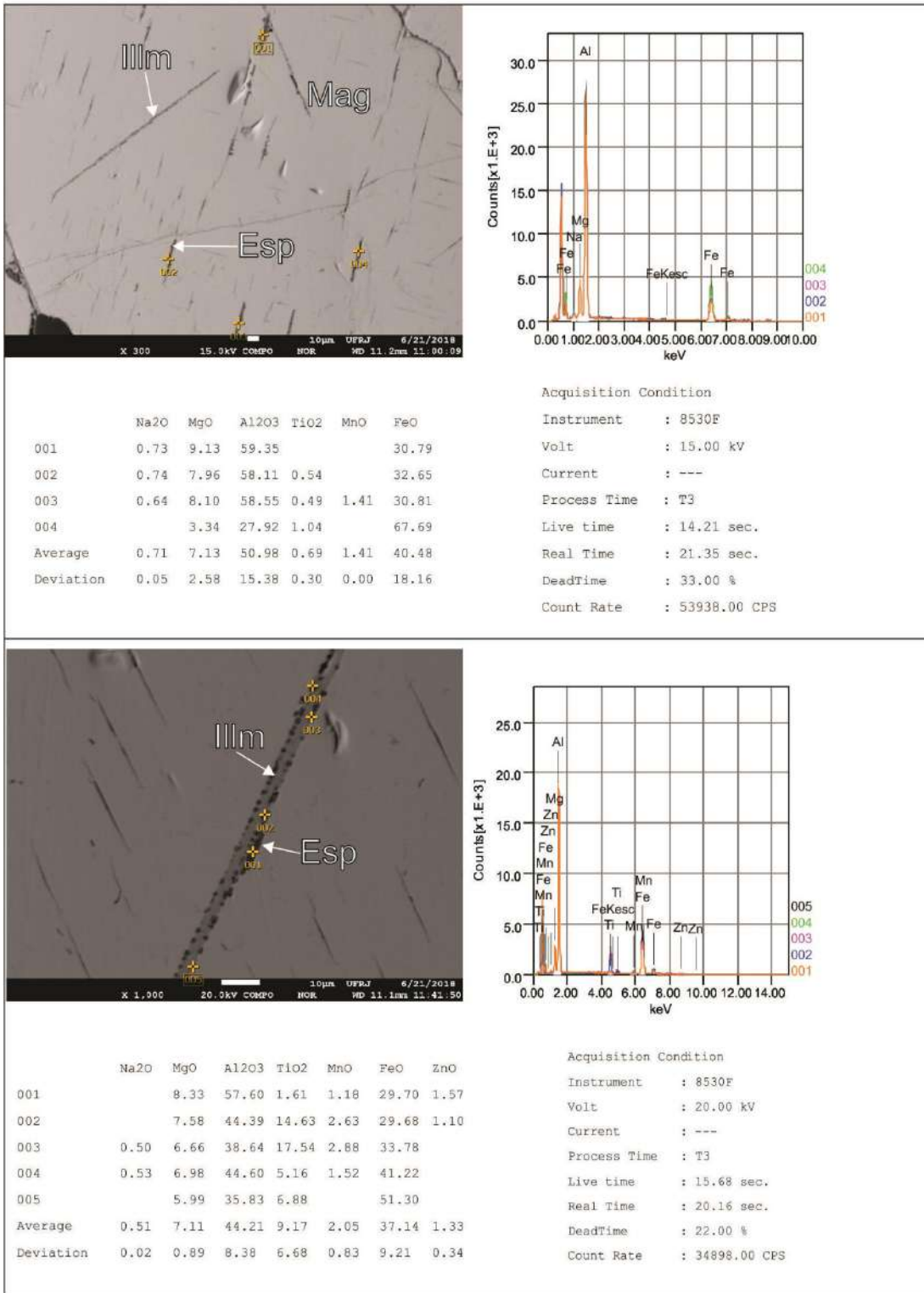
Figura 34 – Fotomicrografias de lâmina delgada de Formação Ferrífera Bandada (THM-324-B).



Legenda: A e B) Bandamento em escala microscópica, com variação granulométrica do quartzo e dos opacos, sob luz transmitida e nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 25x; C e D) cristal de magnetita (coloração rosada) com inclusão de ilmenita, sob luz refletida e nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 100x; E e F) detalhe de cristal de magnetita com lamelas de exsolução de espinélio e ilmenita, e martitização ao longo dos seus planos de partição, principalmente próximo à borda e fraturas, sob luz refletida e nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 200x.

Fonte: A autora, 2018.

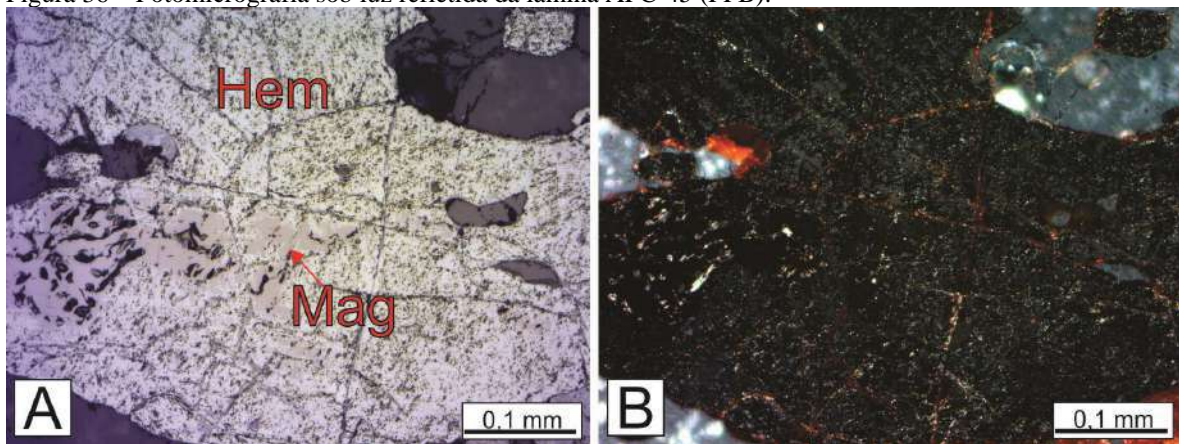
Figura 35 – Estimativas de composição de lamelas exsolvidas de espinélio e espinélio granular na borda de ilmenita.



Nota: Composições estimadas através de espectroscopia de raios X por dispersão de energia (EDS), e imagens feitas em microscópio eletrônico de varredura.

Fonte: A autora, 2018.

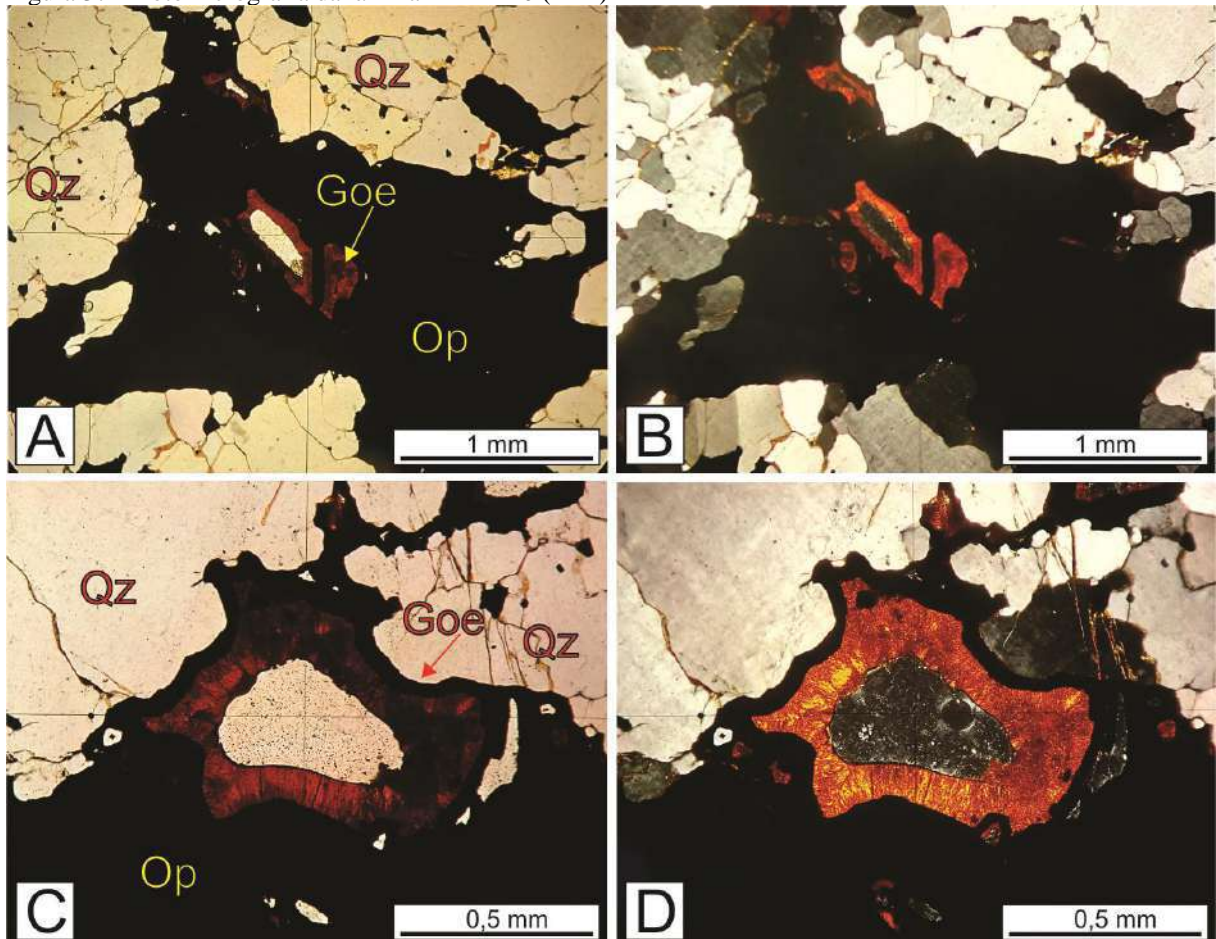
Figura 36 – Fotomicrografia sob luz refletida da lâmina AFC-45 (FFB).



Nota: A figura mostra martitização intensa ao longo dos planos de partição. Nicóis paralelos (A) e cruzados (B), aumento 200x.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 37 – Fotomicrografia da lâmina THM-220 (FFH)



Legenda: A Figura mostra alteração de opaco para goethita fibrosa na lâmina THM-220 (FFH), principalmente ao longo de cavidades, contatos e fraturas, sob luz transmitida. A e B) nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 50x; C e D) nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 100x.

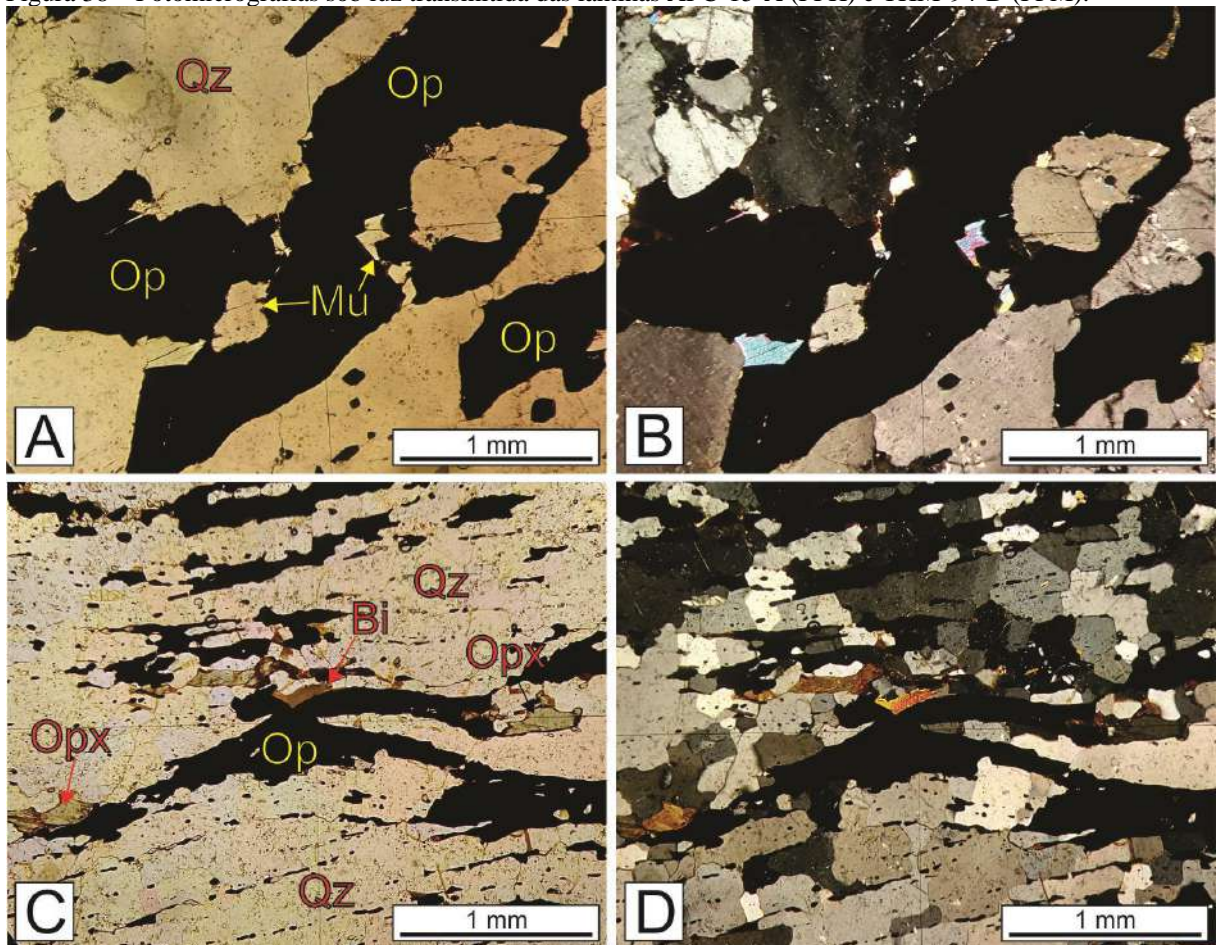
Fonte: A autora, 2018.

Análises em microsonda eletrônica mostram que a magnetita titanífera possui em sua composição teores de TiO_2 que podem chegar a 0,42%, e pequenas percentagens de outros

elementos analisados na forma de óxidos, presentes na sua estrutura, a saber SiO_2 (até 0,1687%), Na_2O (até 0,068%), Al_2O_3 (até 6,328%), ZnO (até 0,253%), MgO (até 0,125%), além de CuO e NiO , cujas porcentagens não ultrapassam 0,029%. Ilmenitas possuem teor de TiO_2 de até 51,725%, mostrando por vezes porcentagens consideráveis de Al_2O_3 , as quais podem atingir 13,786%. O espinélio mostrou composições próximas à hercinita, com teores de Al_2O_3 de até 58,569%, podendo apresentar ainda quantidades apreciáveis de TiO_2 (até 13,965%), ZnO (até 6,794%) e MnO (até 3,752%). Estas análises constam no Apêndice E.

Biotita (até 2%) e muscovita (até 2%) apresentam-se lamelares, hipidioblásticas, desenvolvidas nas bordas da magnetita e ao longo de fraturas paralelas à foliação da rocha, estando, mais raramente, inclusas no quartzo (Figura 38). Cristais de feldspato (até 10%) são comuns como porfiroclastos lenticulares. Caulinita ocorre como produto de alteração comum tanto do feldspato como da muscovita.

Figura 38 – Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas AFC-15-A (FFH) e THM-94-D (FFM).

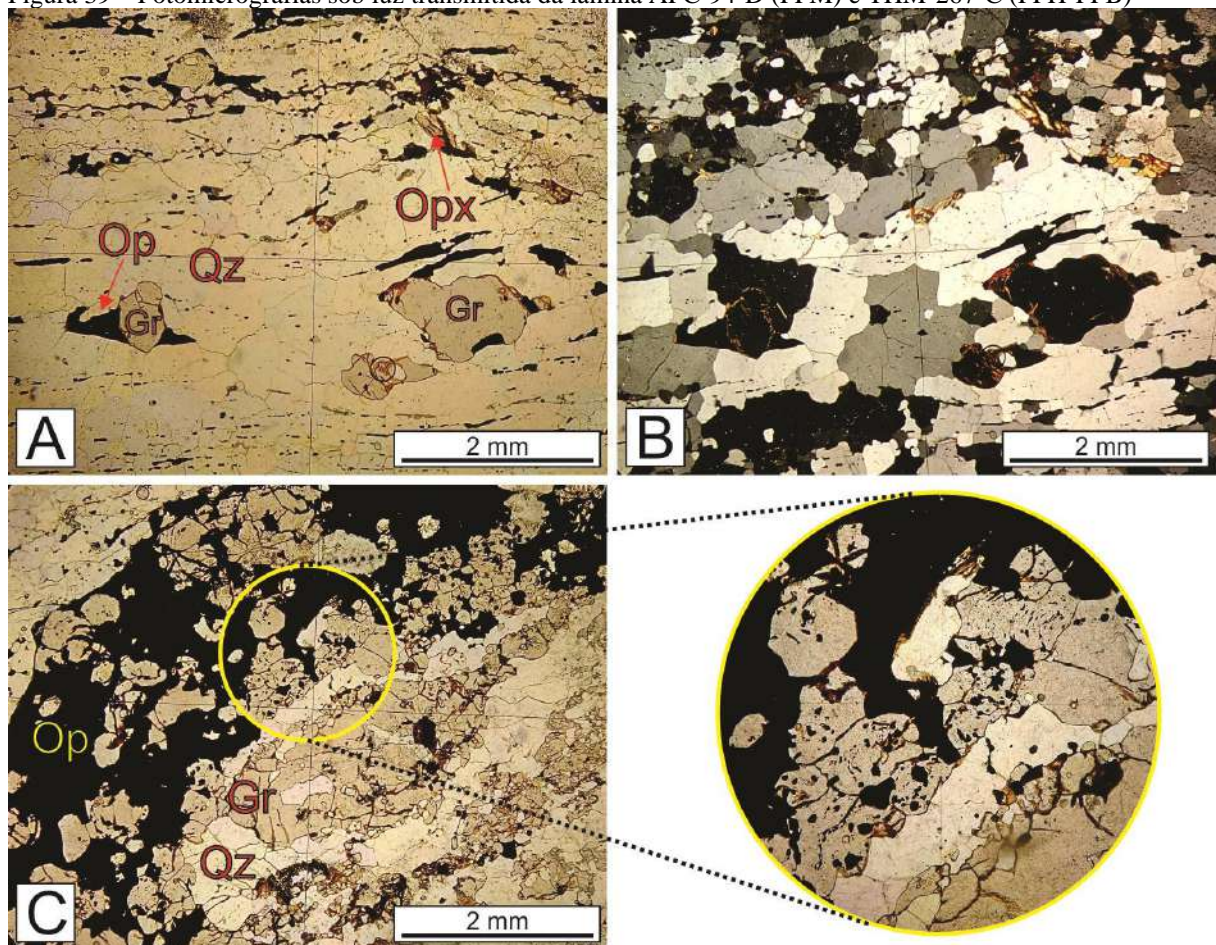


Legenda: A e B) Fotomicrografias das lâminas AFC-15-A (FFH) sob luz transmitida, mostrando muscovita desenvolvida ao longo das bordas e contatos de magnetita, nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 50x; C e D) Fotomicrografias da lâmina THM-94-D (formação ferrífera milonítica) mostrando biotita lamelar desenvolvida na borda de magnetita, nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 50x.

Fonte: A autora, 2018.

A granada (até 5%), mais próxima da composição da almandina (vide Apêndice E com a química mineral), apresenta-se hipidioblástica a xenoblástica, granular, em geral concentrada em níveis paralelos à foliação da rocha. Quando deformada em zonas miloníticas, encontra-se lenticular, com eixo maior paralelo à foliação (Figura 39 A e B). Ocorrem duas gerações de granada: a) como cristais isolados com a foliação contornando-os e minerais opacos formando sombra de pressão ao seu redor; b) formando coronas com aglomerados de cristais ao redor de mineral opaco. Em uma lâmina específica (THM-267-C), a granada ocorre desenvolvida sobre níveis maciços de minerais opacos (Figura 39 C).

Figura 39 – Fotomicrografias sob luz transmitida da lâmina AFC-94-D (FFM) e THM-267-C (FFH-FFB)



Legenda: A e B) Lâmina AFC-94-D (formação ferrífera milonítica) mostrando granada deformada concentrada em nível paralelo à foliação da rocha, com a foliação definida pela magnetita estirada contornando-a; C) Granadas desenvolvidas sobre banda de opacos maciços da lâmina THM-267-C (FFH com porções bandadas), com detalhe à direita.

Fonte: A autora, 2018.

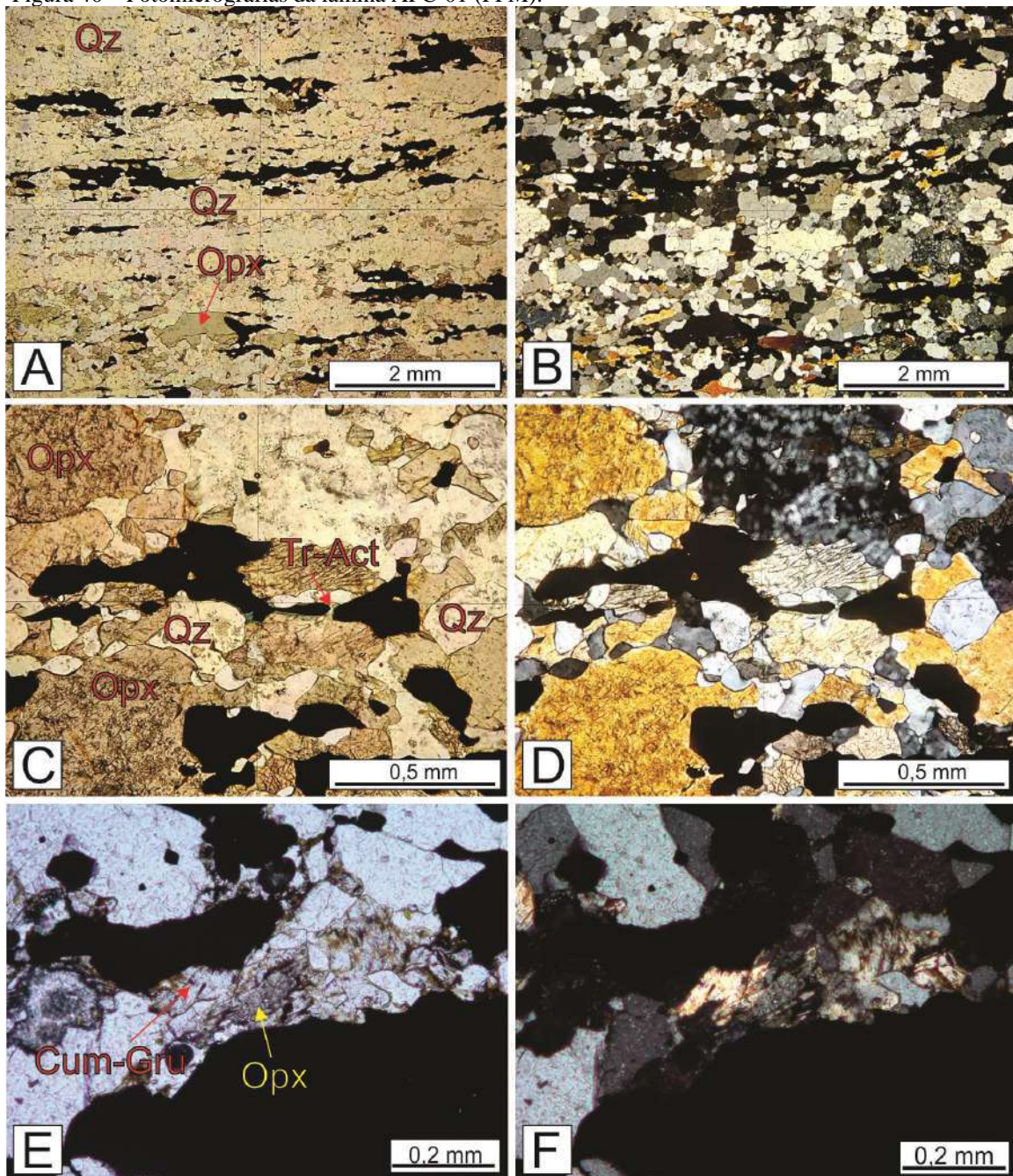
Cristais de ortopiroxênio (até 25%) ocorrem principalmente associados a uma zona de cisalhamento que afeta estas formações ferríferas (ex.: lâminas THM-94-D e AFC-01-A). Correspondem a cristais com composição próxima à ferrossilita, possuindo X_{Fs} entre 73,94%-

99,64% (vide Apêndice E). Apresentam-se prismáticos, concentrados em níveis paralelos à foliação principal observada e orientados segundo esta direção (Figura 40 A e B). São desenvolvidos principalmente ao redor dos minerais opacos, embora alguns tenham sido observados inclusos.

Cristais de anfibólios (até 5%) foram observados tanto no contato entre opacos e ortopiroxênio (possivelmente da série tremolita-actinolita devido à coloração verde azulada) (lâmina AFC-01-A) (Figura 40 C e D) bem como desenvolvidos ao redor dos minerais opacos e substituindo cristais de ortopiroxênio (neste caso, membro intermediário da série cummingtonita-grunerita – devido ao hábito prismático-lamelar e macla polissintética característica) (lâmina THM-269-C). Análises de microsonda dos anfibólios da série cummingtonita-grunerita presentes na lâmina THM-269-C encontram-se no Apêndice E.

Cristais de apatita (<1%) e zircão (<1%) apresentam-se como acessórios comuns, exibindo hábitos granulares a prismáticos, comumente inclusos nos cristais de quartzo.

Figura 40 – Fotomicrografias da lâmina AFC-01 (FFM).



Legenda: A e B) Fotomicrografias da lâmina AFC-01 (formação ferrífera milonítica) mostrando ortopiroxênio orientado paralelamente à foliação da rocha e concentrado em níveis; C e D) Detalhe desta mesma lâmina mostrando anfibólio da série tremolita-actinolita (possivelmente mais próximo da actinolita) desenvolvido no contato entre opaco e ortopiroxênio; E e F) Ortopiroxênio desenvolvido ao redor de mineral opaco sendo substituído por anfibólio da série cummingtonita-grunerita.

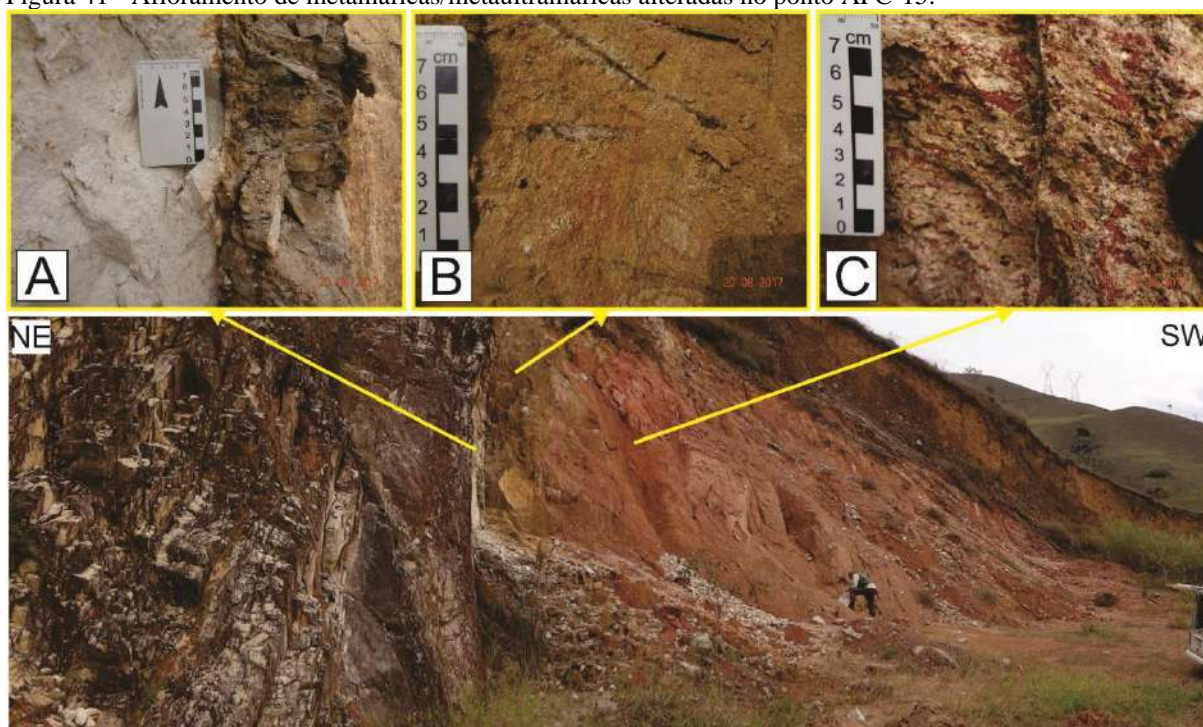
Fonte: A autora, 2018.

6.1.2.3 Unidade Metamáfica-metaultramáfica

Os afloramentos frescos destas rochas são bastante escassos devido ao seu alto estágio de alteração, sendo compostos, em sua quase totalidade, por argilominerais, porém com traços da foliação e textura da rocha ainda preservados. Na região central da área de mapeamento, onde ocorrem intercalados com os quartzitos/formação ferrífera, são reconhecidos três tipos de rochas metamáficas/metaultramáficas em afloramento, todas compostas por material friável com pouca ou nenhuma quantidade de quartzo visível (Figura 41):

- a) Rocha de coloração branca, com pouco quartzo, constituída quase totalmente por caulinita (possível meta-anortosito), de ocorrência muito restrita (afloramento do ponto AFC-15), no contato entre a formação ferrífera e as demais rochas metamáficas e metaultramáficas, apresentando aproximadamente 1,5 metros de espessura;
- b) Rocha de coloração ocre-alaranjada, podendo ser reconhecidos pontos brancos de caulinita, provavelmente provenientes da alteração de feldspatos (possível rocha metamáfica);
- c) Rocha de aspecto “mosqueado”, sem quartzo visível (a não ser por finos veios que a cortam), na qual são observáveis manchas avermelhadas e esverdeadas (possível rocha metaultramáfica).

Figura 41 - Afloramento de metamáficas/metaultramáficas alteradas no ponto AFC-15.



Legenda: A) rocha composta essencialmente por caulinita, de coloração branca (possivelmente um meta-anortosito) de ocorrência restrita a este ponto; B) possível rocha metamáfica (anfibolito) alterado; C) possível rocha metaultramáfica alterada.

Fonte: A autora, 2018.

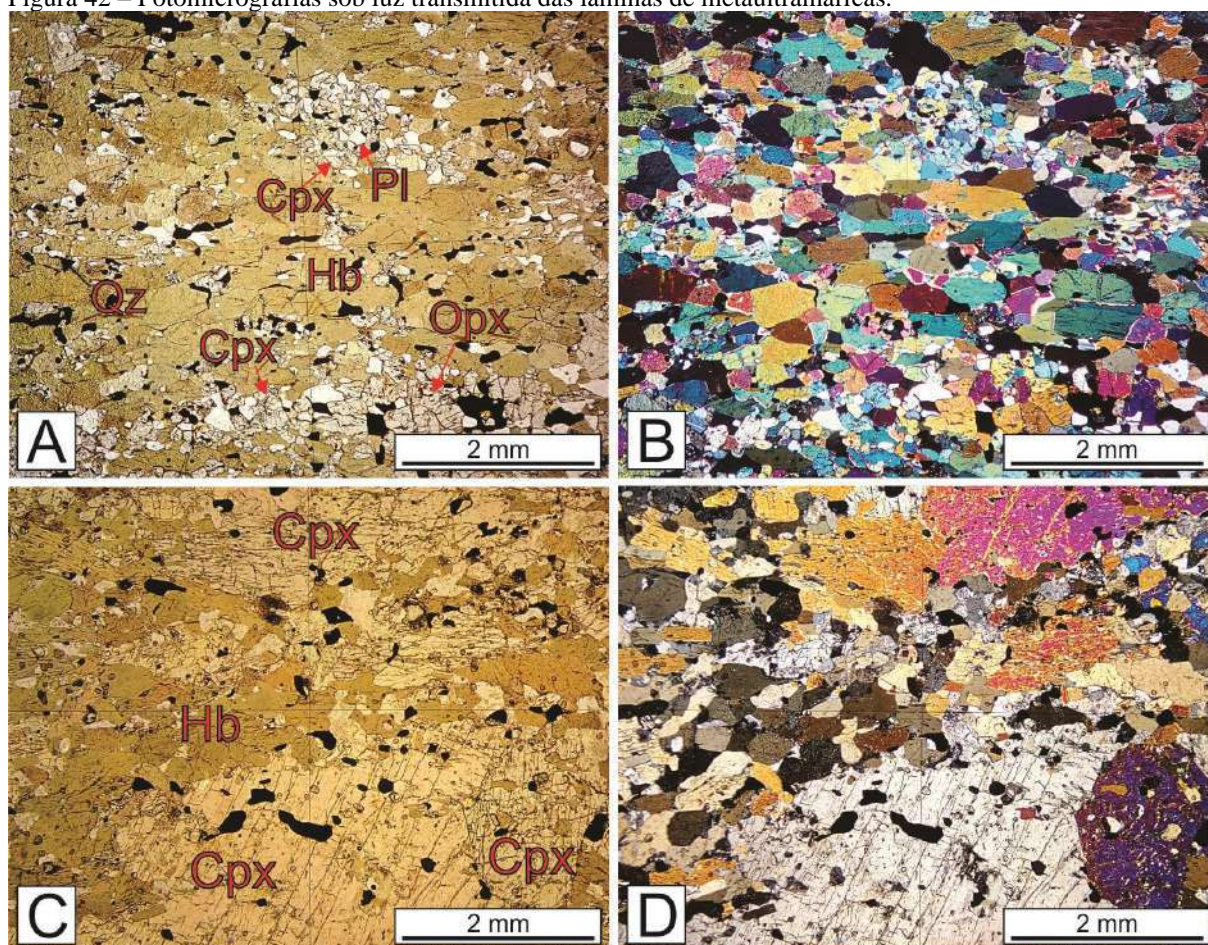
Não foram encontradas rochas metamáficas/metaultramáficas frescas em contato direto com os quartzitos e formação ferrífera, mas apenas intercaladas nos paragneisses ou na forma de blocos em áreas de relevo muito arrasado e solo argiloso. Partindo do princípio de que as rochas metamáficas e metaultramáficas intercaladas nos paragneisses são possíveis correspondentes daquelas associadas aos quartzitos, suas descrições petrográficas estão apresentadas nesta seção.

As rochas metaultramáficas frescas descritas neste trabalho incluem as lâminas THM-28-C e AFC-38-A, encontradas na forma de lente intercalada em paragneisse e bloco em região arrasada, respectivamente, com um percentual de minerais máficos superior a 87%. A primeira (THM-28-C) (Figura 42 A e B) é composta essencialmente por hornblenda verde-amarronzada (78%) e relictos de piroxênio (orto e clinopiroxênio) (10%) que ocorrem paralelamente à foliação da rocha, definida pelo alinhamento do anfibólio. Os minerais félsicos (quartzo e plagioclásio) (juntos compondo cerca de 6%) ocorrem sempre associados a estes relictos, formando, junto com os piroxênios, uma textura do tipo mosaico, na qual os cristais mantêm entre si contatos retos e desenvolvem junções tríplexes. Opacos ocorrem tanto como inclusões xenoblásticas no anfibólio, piroxênios e plagioclásio, como nos seus contatos intergrãos e orientados ao longo de seus planos de clivagem. Outros minerais presentes

incluem zircão, epidoto, biotita e carbonatos, que junto com os opacos, compõem cerca de 6% do percentual modal.

A rocha AFC-38-A (Figura 42 C e D) é composta por hornblenda verde (52%), que ocorre definindo a foliação, e é desenvolvida ao redor de piroxênios (clino e/ou ortopiroxênio) (35%), os quais são orientados paralelamente à esta foliação e a defletem levemente. Cristais de hornblenda ocorrem inclusos nos piroxênios, com menor frequência. Plagioclásio (10%) compõe a matriz entre os grãos de anfibólio e piroxênio, sendo xenoblástico em sua maioria e pontualmente poligonal, com junções tríplexes. Opacos (2-3%) ocorrem tanto como inclusões, quanto desenvolvidos ao longo dos contatos entre os piroxênios e o anfibólio. Zircão (<1%) ocorre como acessório comum, em geral incluso nas demais fases.

Figura 42 – Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas de metaultramáficas.

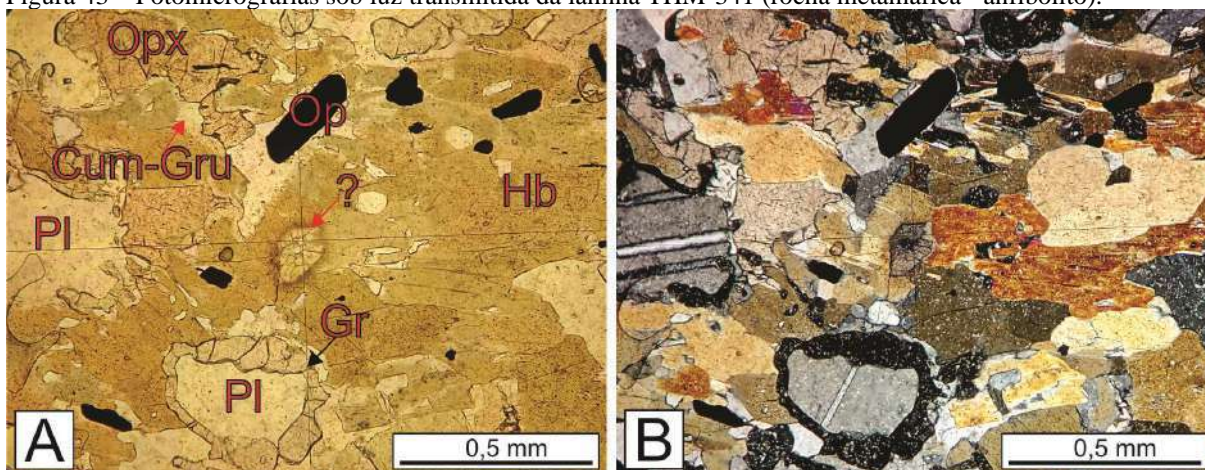


Legenda: Lâmina THM-28-C (A e B), mostrando composição mineralógica principal, a qual inclui hornblenda desenvolvidas ao redor de relictos de piroxênio, além de minerais opacos, e AFC-38-A, mostrando composição mineralógica formada essencialmente por piroxênio e hornblenda, com opacos e plagioclásio subordinados. Nicóis paralelos (A) e cruzados (B), aumento 25x.

Fonte: A autora, 2018.

As rochas metamáficas são anfibolitos, possuindo como mineralogia característica anfibólitos e plagioclásio, em diferentes proporções, podendo ou não conter clino e/ou ortopiroxênio. Outras fases presentes incluem opacos, biotita, granada, titanita, zircão, muscovita, clorita, apatita e um mineral não identificado semelhante à allanita (possivelmente baddeleyíta) (Figura 43).

Figura 43 – Fotomicrografias sob luz transmitida da lâmina THM-341 (rocha metamáfica - anfibolito).



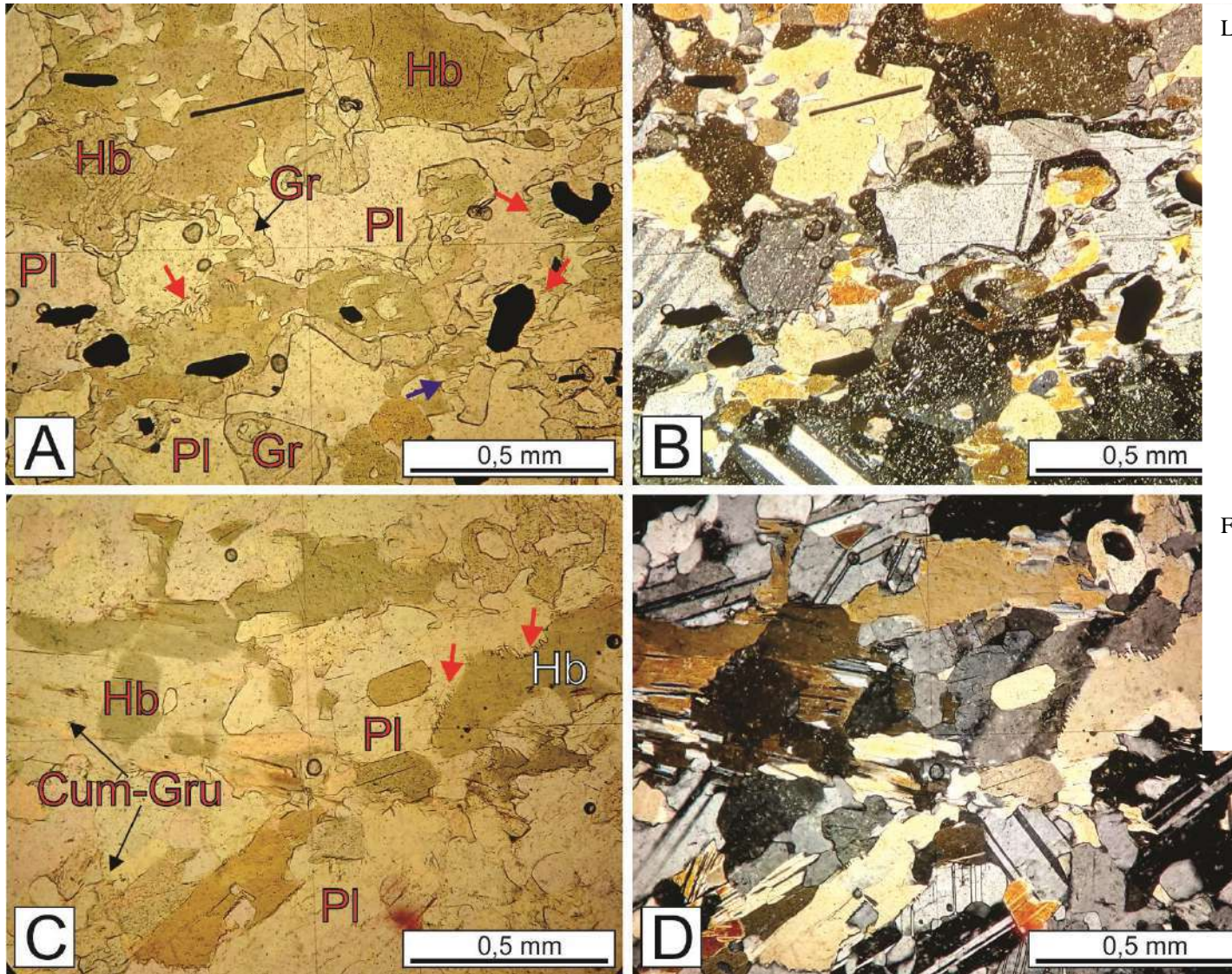
Legenda: A Figura mostra ocorrência de mineral não identificado (?) incluído em hornblenda, com desenvolvimento de halo pleocróico e fraturas radiais. Nicóis paralelos (A) e cruzados (B), aumento 100x.

Fonte: A autora, 2018.

Os anfibólios (20-78%) ocorrem como cristais hipidioblásticos a xenoblásticos, em sua maioria, definindo a foliação principal observada, e podem incluir hornblenda (várias tonalidades), tremolita-actinolita e cummingtonita-grunerita. Desenvolvem-se comumente ao redor dos piroxênios ou substituindo-os ao longo dos seus planos de clivagem e fraturas, muito embora alguns cristais de hornblenda tenham sido observados como inclusões nos piroxênios e plagioclásio, com menor frequência. Cummingtonita-grunerita é observada também substituindo hornblenda na lâmina THM-289 (Figura 44 C e D), e sua ocorrência parece estar restrita às proximidades de cristais de ortopiroxênio.

Cristais de plagioclásio (25-73%) são em geral hipidioblásticos a xenoblásticos, compondo a matriz da rocha e com menor frequência inclusos nos piroxênios e anfibólios. Foram observados formando simplectito com anfibólio (hornblenda) e piroxênio em dois exemplos descritos (THM-289 e 341) (Figura 44).

Figura 44 – Fotomicrografias das lâminas THM-341 e THM-289 (anfibiloto) sob luz transmitida.

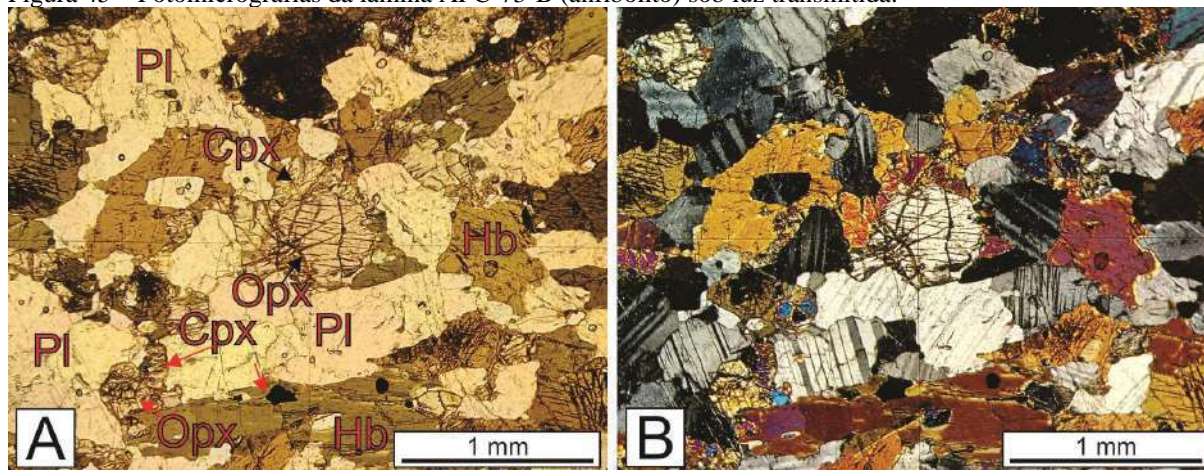


Legenda: A Figura mostra simplectitos entre piroxênio (provavelmente OPx) e plagioclásio (setas vermelhas) e entre hornblenda e plagioclásio (setas azuis) próximo ao contato com granada; C e D) fotomicrografias da lâmina THM-289 sob luz transmitida mostrando substituição de hornblenda por cummingtonita-grunerita, e simplectito entre hornblenda e plagioclásio (setas vermelhas). Nicóis paralelos (A, C) e cruzados (B, D), aumento 100x.

Fonte: A autora, 2018.

Os cristais de piroxênio (10-25%) são granulares a prismáticos, podendo ocorrer orientados preferencialmente paralelamente à foliação da rocha. Clinopiroxênio foi observado em algumas destas rochas bordejando ortopiroxênio, embora sejam mais comuns como cristais isolados (Figura 45). Clino e ortopiroxênio nem sempre foram distinguidos por microscopia ótica, porém tiveram sua porcentagem estimada quando possível.

Figura 45 – Fotomicrografias da lâmina AFC-73-B (anfibolito) sob luz transmitida.

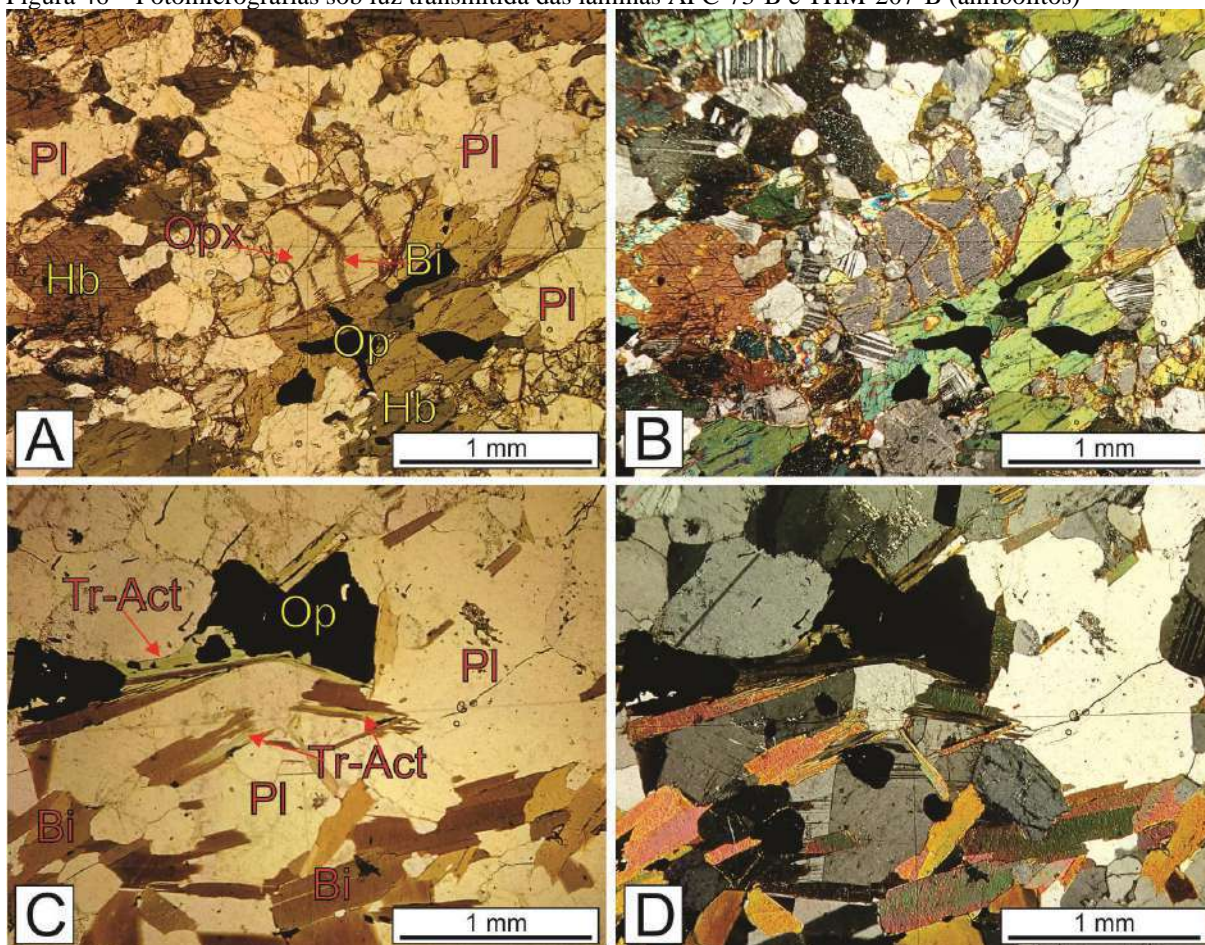


Legenda: A figura está mostrando ao centro e no canto inferior esquerdo cristais de clinopiroxênio desenvolvidos ao redor de ortopiroxênio. Nicóis paralelos (A) e cruzados (N), aumento 50x.

Fonte: A autora, 2018.

Biotita (até 21%), quando presente, ocorre como cristais lamelares e hipidioblásticos, substituindo os cristais de anfibólio (hornblenda e tremolita-actinolita quando presente), piroxênio e granada, e orientados preferencialmente segundo a foliação principal observada (Figura 46). Mais raramente, ocorre como inclusões nos piroxênios e anfibólios (em especial, hornblenda). Alteram localmente para clorita, assim como ocorre pontualmente com cristais de hornblenda.

Figura 46 – Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas AFC-73-B e THM-207-B (anfibolitos)



Legenda: A e B) Lâmina AFC-73-B sob luz transmitida, mostrando ao centro cristal de ortopiroxênio substituído por biotita muito fina ao longo de fraturas, nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 50 x; C e D) Lâmina THM-207-B sob luz transmitida, mostrando cristais de biotita substituindo anfibólios da série tremolita-actinolita, por sua vez crescidos ao redor de mineral opaco; nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 50x.

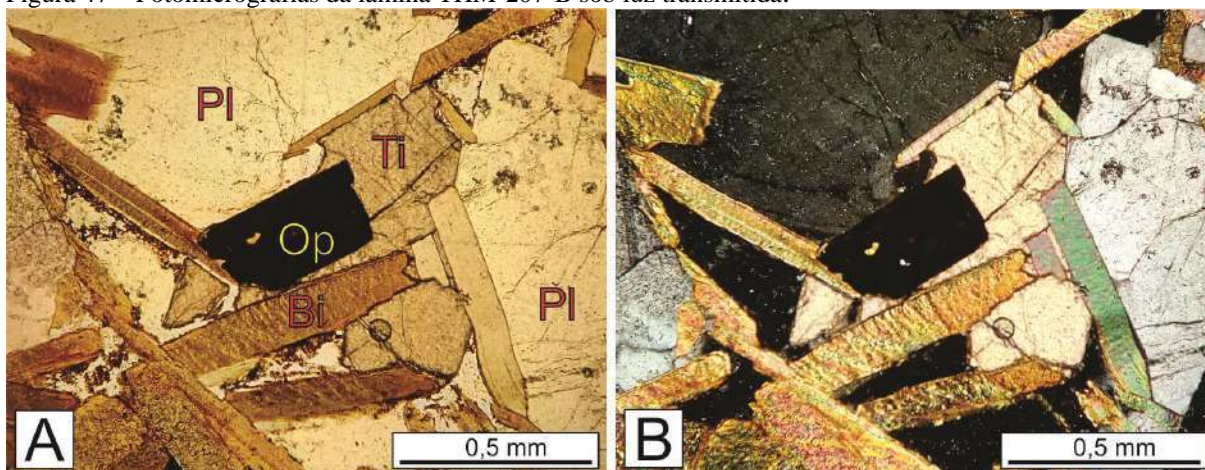
Fonte: A autora, 2018.

Opacos (até 10%) são hipidioblásticos a xenoblásticos e ocorrem como inclusões nos piroxênios, hornblenda e plagioclásio, nos seus contatos intergrãos e desenvolvidos ao longo dos seus planos de clivagem e fraturas.

Granada (até 10%), quando presente, é vermiforme, ocorrendo como coroa ao redor do plagioclásio no contato do plagioclásio com a hornblenda, piroxênios e minerais opacos (notar novamente esta feição nas Figuras 43 e 44).

Titanita (até 2%), quando presente, pode ocorrer bordejando ou substituindo minerais opacos e biotita (Figura 47)

Figura 47 – Fotomicrografias da lâmina THM-207-B sob luz transmitida.



Legenda: A Figura está mostrando ao centro titanita substituindo cristal de opaco e de biotita. Nicóis paralelos (A) e cruzados (B), aumento 100x.

Fonte: A autora, 2018.

Apatita, zircão e o mineral não identificado ocorrem como inclusões nas demais fases e, juntos, não chegam a compor 1% do percentual modal. No caso dos dois últimos, há o desenvolvimento de halo pleocróico quando o mineral hospedeiro é biotita ou hornblenda. O mineral não identificado ocorre com coloração amarronzada clara, e por vezes zonado, podendo se tratar de baddeleyita. É visto também crescendo ao redor de opacos.

6.1.3 Unidade Metaígneia Intrusiva

Inclui gnaisses leucocráticos a hololeucocráticos, com textura porfirítica e inequigranular, granulação média a grossa, ocorrendo ao longo de toda a área de mapeamento, sendo mais expressiva na porção sudeste, em contato brusco com as rochas encaixantes e, por vezes, apresentando enclaves das mesmas. A mineralogia principal inclui quartzo, microclina (feldspato principal), plagioclásio (provavelmente albita) e biotita. Em menores quantidades, ocorrem muscovita, epidoto, carbonatos, opacos, rutilo e zircão.

A microclina (69-73%) e o plagioclásio (até 23%) (quando presente) definem a textura porfirítica da rocha, ocorrendo como megacristais de até 2 cm que se destacam em uma matriz mais fina. Ambos têm hábito tabular ou, por vezes, deformados com forma lenticular devido à recristalização. Na matriz da rocha, ocorrem na forma de cristais idioblásticos e poligonais. Podem apresentar textura pertítica (microclina) e mirmequítica (plagioclásio) na borda.

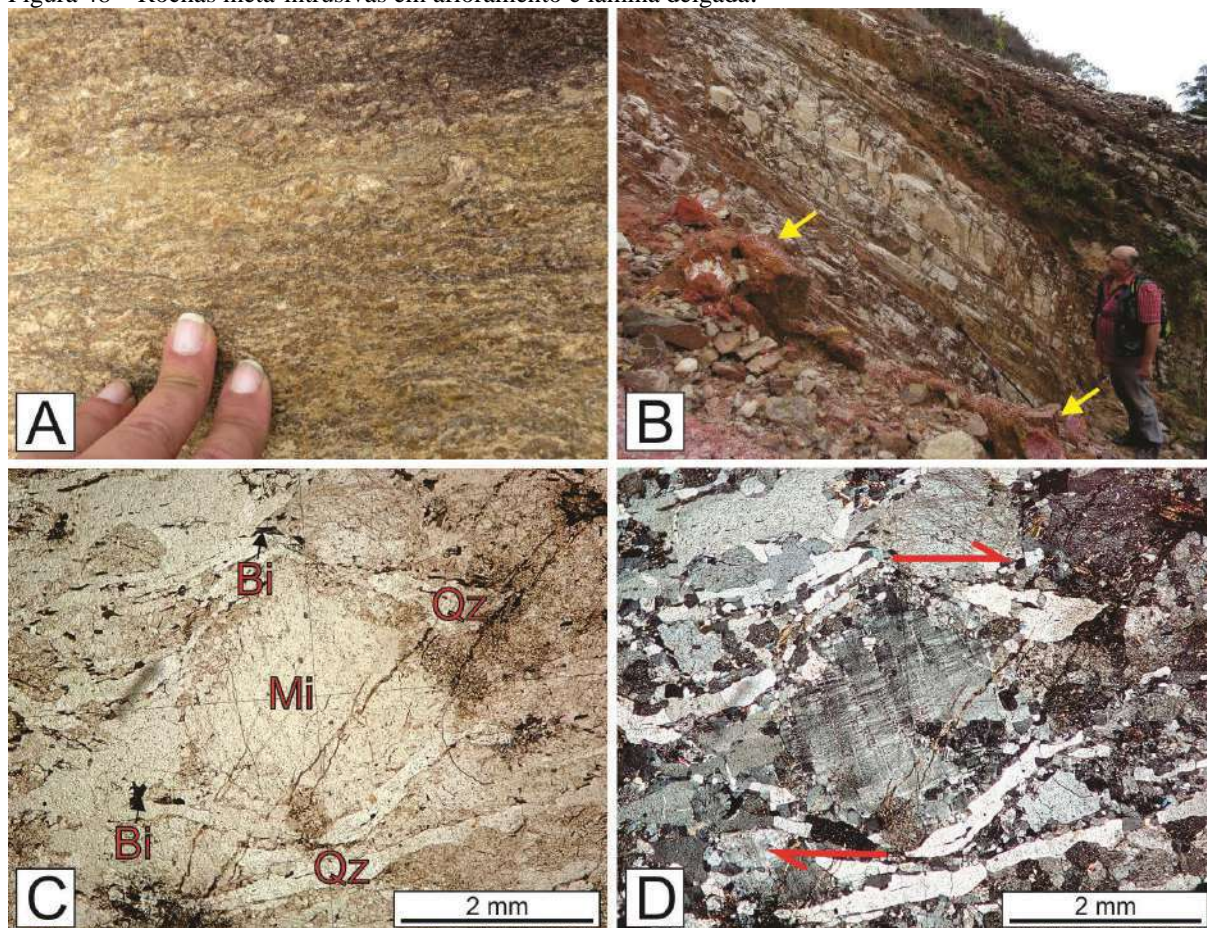
O quartzo (10-20%) é comumente xenoblástico, estirado, formando fitas paralelas à foliação da rocha nos termos miloníticos, e idioblásticos na matriz da rocha.

A biotita (5-15%) é hipidioblástica e lamelar, e define a foliação principal observada, que é defletida pelos porfiroclastos de feldspato. Esta foliação é semelhante à observada nas rochas encaixantes.

À exceção do zircão, os demais minerais são comuns como produto de alteração dos feldspatos (muscovita, epidoto e carbonatos) e biotita (opacos e rutilo). Cristais de zircão ocorrem comumente inclusos nas demais fases. Estes minerais, juntos, compõem não mais que 1% do percentual modal.

A Figura 48 a seguir ilustra como estas rochas se configuram em escala de afloramento e microscópica.

Figura 48 – Rochas meta-intrusivas em afloramento e lâmina delgada.



Legenda: A) Aspecto do gnaíse leucocrático intrusivo nos metassedimentos da área em escala de afloramento (ponto AFC-30); B) Blocos do gnaíse leucocrático intrusivo em avançado estado de alteração intempérica (setas amarelas), proveniente da porção mais alta deste afloramento (AFC-24), onde ocorre na forma de dique; C e D) Fotomicrografias da lâmina AFC-30-A sob luz transmitida mostrando porfiroclasto de microclina milimétrico deformado com cinemática dextral e quartzo em fitas, nicóis paralelos (C) e cruzados (D), aumento 25x.

Fonte: A autora, 2018.

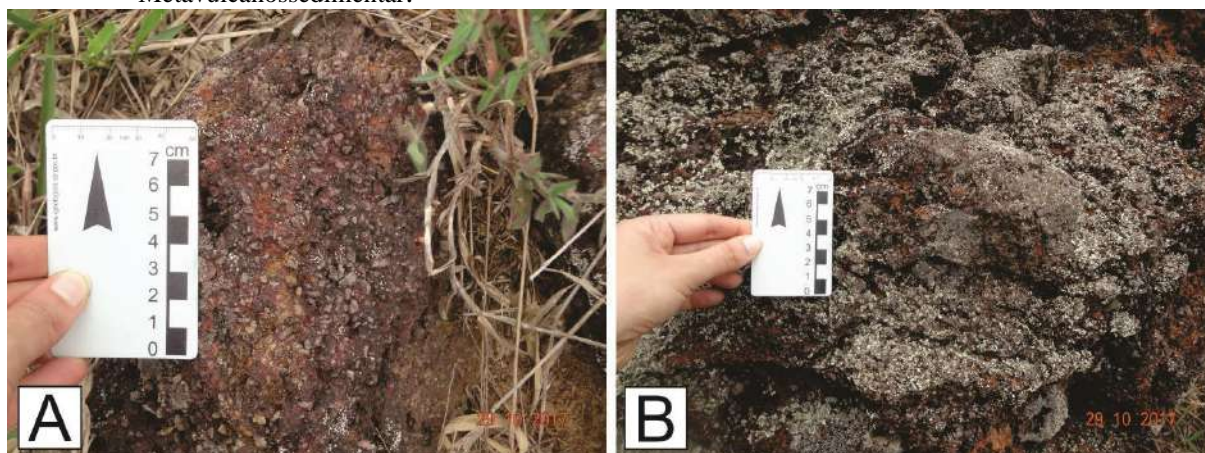
6.1.4 Rochas Vulcânicas Discordantes

Ainda são encontrados escassos diques subverticais de diabásio/basalto, cortando as litologias supracitadas, com espessura máxima de 3 metros, por vezes parcial ou totalmente alterados.

6.1.5 Depósitos de rochas sedimentares de idade Terciário/Quaternário

No alto do Morro do Barreiro, região central da área estudada, ocorrem camadas sub-horizontais de rocha sedimentar com matriz arenosa ferruginosa e clastos subangulosos a arredondados dos quartzitos acima descritos (Figura 49). Estas camadas aparentemente apresentam gradação inversa, aumentando a granulometria para o topo, chegando a ter clastos com até 30 cm de comprimento. Estas camadas formam pacotes de até 10 metros recobertos por solo arenoso de coloração vermelha escura. Estas rochas sedimentares estão dispostas em discordância sobre as rochas da sequência vulcanossedimentar e ocorrem em níveis topográficos diferentes devido a falhamentos recentes que deslocaram estas camadas. Estas rochas são de ocorrência restrita na área estudada.

Figura 49 – Rocha sedimentar de matriz ferruginosa disposta em discordância sobre as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar.



Legenda: A) Clastos milimétricos-centimétricos B) Clastos decamétricos
Fonte: A autora, 2018.

6.1.6 Depósitos Quaternários Inconsolidados

São encontrados dois tipos de depósitos recentes de sedimentos inconsolidados que recobrem as rochas acima descritas, por vezes dificultando seu mapeamento: a) em regiões de baixada próximo aos córregos e rios, como depósitos aluviais compostos por sedimento de granulometria de areia fina a silte/argila; b) nas encostas e vales suspensos, como depósitos espessos associados a fluxos de detritos, com blocos de tamanhos até decamétricos em matriz arenosa a argilosa, sendo retrabalhados pelos rios atuais, em muitos casos lavando a matriz e deixando extensos campos de blocos ao longo das drenagens.

6.2 **Geologia Estrutural**

6.2.1 Deformação dúctil

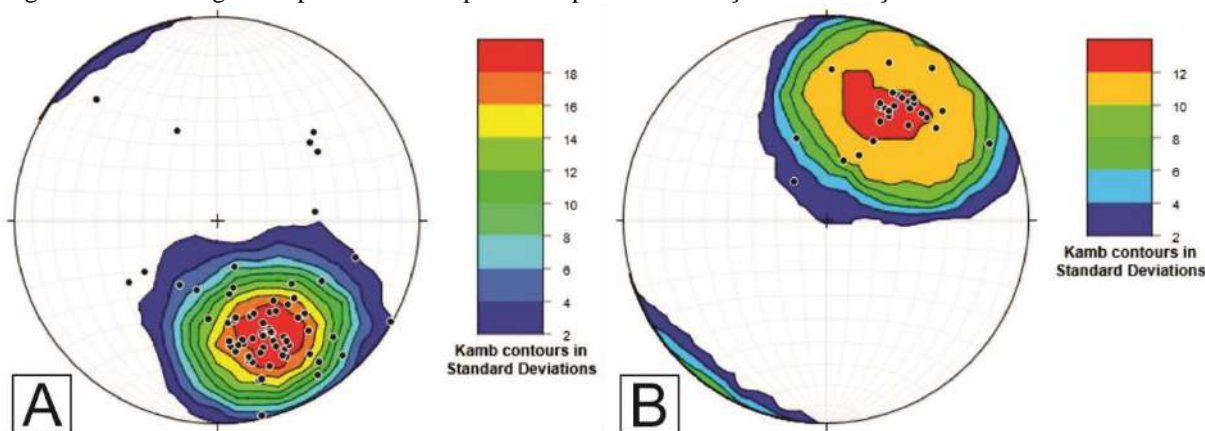
Compreende duas fases de deformação identificadas para a área em questão, D_n e D_{n+1} .

A fase D_n foi responsável pelo desenvolvimento da foliação principal observada na área (S_n), associada a dobras F_n e lineações L_n . As dobras desenvolvidas nesta fase (F_n) são assimétricas, caracterizadas por um perfil apertado a isoclinal, com caimento do eixo suave a moderado para NE e plano axial com mergulho intermediário a íngreme para NW e localmente para SW e SE. Mostram-se dobrando os contatos entre os diversos litotipos mapeados, à exceção do Biotita gnaisse porfirítico (pertencente à Unidade Meta Intrusiva), diques de diabásio e escassas rochas sedimentares que não se apresentam dobradas, bem como uma foliação pretérita paralela a estes contatos, possível de ser vista na charneira de algumas destas dobras nas rochas metassedimentares. Esta foliação pretérita (S_{n-1}) acaba se tornando paralela à foliação S_n devido à intensidade da deformação na área, de forma a ser difícil separá-las.

No Metacharnoenderbita e Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaisse (embasamento da sequência metavulcanossedimentar da área), a foliação S_n é caracterizada principalmente pela orientação preferencial da biotita e da hornblenda (quando presente), e por vezes por

novos grãos de piroxênio que formam trilhas paralelas a S_n . Nas rochas metamáficas/metaultramáficas, S_n é definida pela orientação preferencial de anfibólios. No caso da formação ferrífera e quartzitos, esta foliação é definida pela orientação dos cristais de quartzo recristalizados e minerais opacos; no (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss, pela orientação preferencial dos cristais de biotita e sillimanita, e por fim, no Biotita gnaiss porfírico (Unidade Metaígnea Intrusiva) pelo paralelismo de cristais de biotita. As lineações L_n formadas nesta fase são tanto mineral como de estiramento, sendo paralelas ao eixo das dobras F_n . São caracterizadas principalmente pelo alinhamento de minerais como anfibólios, micas e sillimanita, e/ou pelo estiramento do quartzo nos termos miloníticos, respectivamente. As plotagens dos polos dos planos de foliação S_n e as lineações L_n estão presentes na Figura 50. Observa-se uma preferência de concentração das direções de mergulho das foliações para NW, com pico máximo em $336^\circ/46^\circ$ e pouca dispersão para NE, SE e SW, enquanto as plotagens dos caimentos das lineações concentram-se preferencialmente no quadrante NE, com pico máximo em $030^\circ/38^\circ$ e certa dispersão para NW.

Figura 50 – Estereograma apresentando os polos dos planos de foliação S_n e lineações L_n na área de estudo.

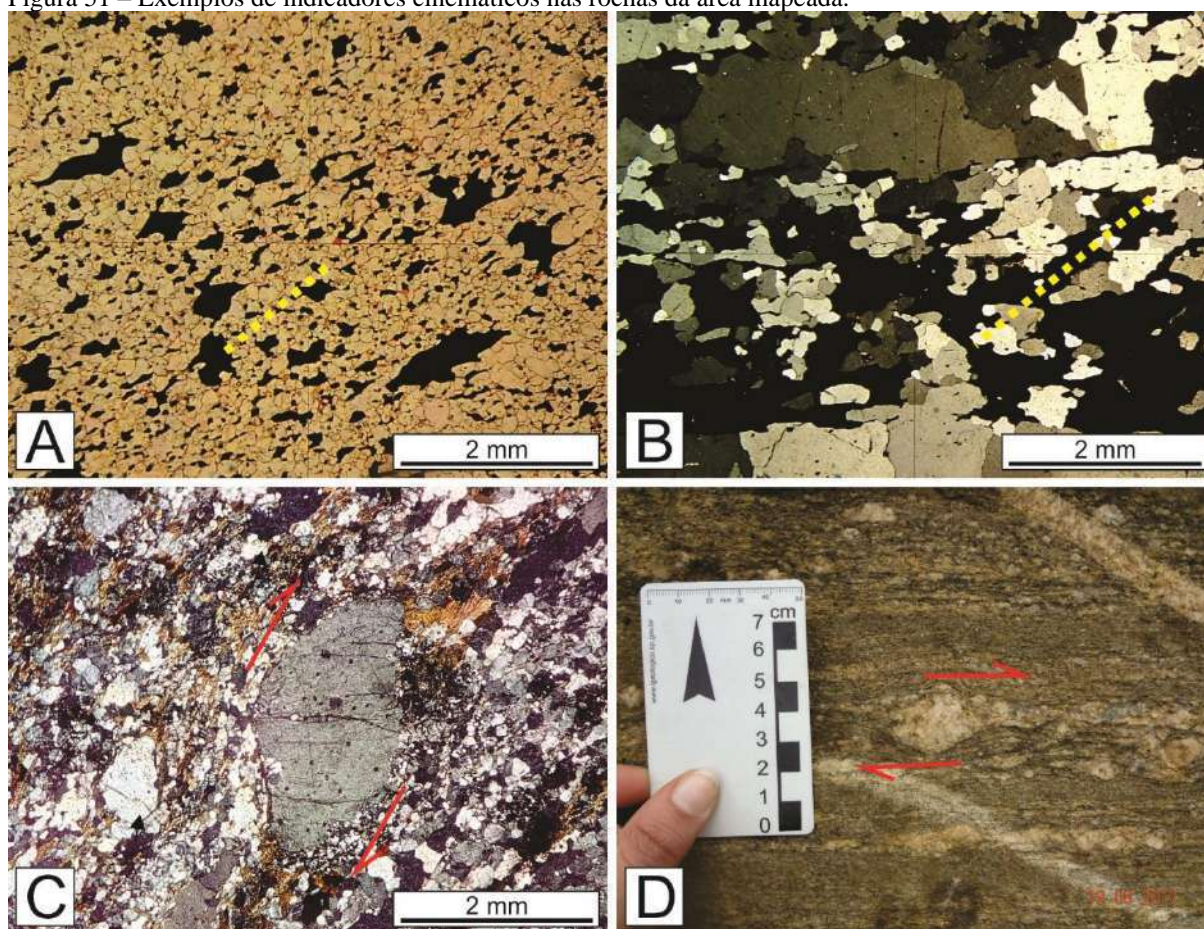


Legenda: A) Polos dos planos de foliação; B) Lineações. Foram utilizadas 67 medidas de foliações e 31 de lineações, apresentadas com projeção no hemisfério sul da rede equilátera de Schmitt. Foi utilizado para a plotagem o software Stereonet v.10.

Fonte: A autora, 2018.

A relação foliação (S_n) e lineação (L_n) mostra um movimento oblíquo e os indicadores cinemáticos associados a esta fase de deformação, tais como porfiroclastos sigmoidais de feldspato, foliação oblíqua nos quartzitos e formação ferrífera e foliação S-C em zonas de cisalhamento sugerem movimento de topo para NE, ao longo da direção das lineações L_n , com um componente dextral e normal (Figura 51).

Figura 51 – Exemplos de indicadores cinemáticos nas rochas da área mapeada.



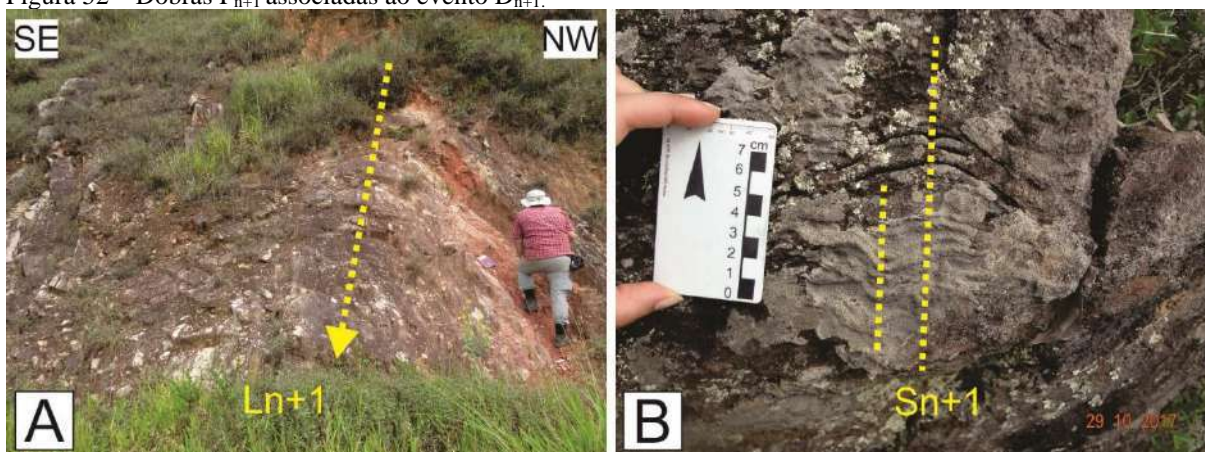
Legenda: A e B) Foliação oblíqua em Formação Ferrífera Homogênea (THM- 324-D) (A) e Formação Ferrífera Bandada (THM-324-B) (B), indicada por tracejado amarelo, sob luz transmitida e nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 25x; C) Porfiroclasto de feldspato potássico sigmoide em Biotita gnaiss porfirítico (AFC-27), luz transmitida a nicóis cruzados, aumento 25x; D) Porfiroclasto sigmoide de feldspato em Opx-Hbl-Bi gnaiss do embasamento, no ponto AFC-50.

Fonte: A autora, 2018.

Na fase D_n também foram geradas as zonas de cisalhamento de *trend* NE-SW observadas na área, as quais truncam e deslocam os contatos entre as unidades mapeadas, sendo caracterizadas por uma maior intensidade da deformação, com geração de milonitos com textura de gnaiss fitado, com recristalização do quartzo em fitas e dos feldspatos em bandas, além do estiramento da granada, piroxênio e anfibólio, quando presentes. As dobras nestas zonas são em geral isoclinais e sem raiz, com plano axial paralelo à foliação milonítica, mergulhando moderadamente para NW.

A fase posterior, D_{n+1} , é caracterizada pelo desenvolvimento de dobras abertas com plano axial subvertical e eixo com caimento suave a moderado para N e ENE (Figura 52). Estas dobras foram responsáveis pelo redobramento das estruturas desenvolvidas na fase anterior, resultando na dispersão das medidas de foliação S_n e lineação L_n , conforme ilustrado na Figura 52. Não foi observado o desenvolvimento de foliação associada a esta fase.

Figura 52 – Dobras F_{n+1} associadas ao evento D_{n+1} .



Legenda: Dobras F_{n+1} dobrando em A) quartzitos intercalados com rocha metamáfica alterada (ponto AFC-20) e B) Formação Ferrífera Homogênea (ponto AFC-99).

Fonte: A autora. 2018.

6.2.2 Deformação Rúptil

A deformação rúptil é representada por um sistema de falhas recentes que ocorre com maior densidade na região central da área mapeada, truncando os contatos entre as litologias (vide mapa geológico-estrutural e perfis em apêndices A e B). Estas falhas foram identificadas, na maioria dos casos, de maneira indireta, pela terminação abrupta dos pacotes de quartzitos, de forma que o relevo adjacente é arrasado, bem como pela ocorrência de depósitos de blocos e crostas ferruginosas associados. Ocorrem com três direções principais:

- a) NW-SE, representada por duas falhas principais, que restringem a região de ocorrência das rochas metamáficas/metaultramáficas, e por falhas menores subordinadas entre elas, afetando os quartzitos;
- b) E-W, representada por falhas mergulhando para N, no sentido dos depósitos de blocos associados;
- c) NE-SW, representada por uma falha principal mergulhando para SE, associada a um extenso depósito de blocos, e uma falha subordinada na mesma direção, mergulhando no sentido oposto.

Em poucos locais (pontos AFC-30 e AFC 47) foi possível observar o plano de falha, geralmente íngreme a subvertical (aproximadamente 80°), com o registro de que são falhas

com movimento *dip-slip*, principalmente normal, com algumas falhas podendo apresentar movimento reverso.

6.3 Metamorfismo da formação ferrífera e rochas máficas/ultramáficas associadas

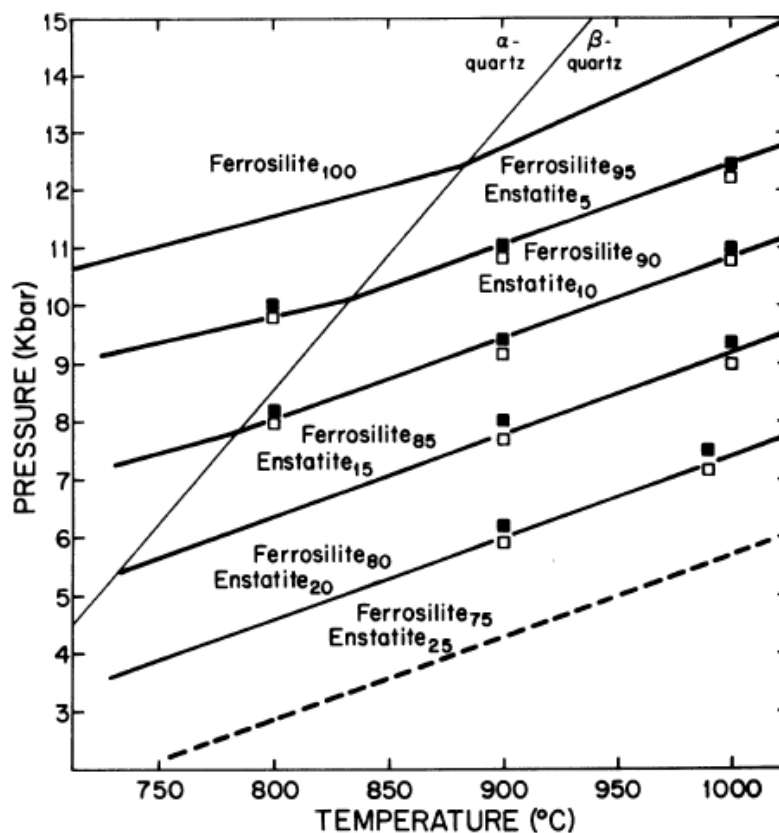
6.3.1 Metamorfismo da Formação Ferrífera São João Marcos

Acredita-se que muitas formações ferríferas ao redor do mundo são produto do metamorfismo de precipitados de hidróxidos de ferro e sílica iniciais, conforme discutido no Capítulo 3, de forma que com o aumento das condições de pressão e/ou temperatura, dão lugar às assembleias estáveis em condições de mais alto grau metamórfico, que incluem comumente anfibólios, piroxênios e olivina faialita.

A Formação Ferrífera São João Marcos registra como sua paragênese metamórfica mais antiga quartzo, solução sólida composta por $Mg+Hc+Il$ (titanomagnetita aluminosa) e, localmente, granada (composição próxima da almandina) e ortopiroxênio (composição próxima da ferrossilita) (vide análises em microsonda no Apêndice E). As Figuras 34 a 40 mostram essa paragênese, a qual marca o alcance de condições de fácies granulito.

Ferrossilita pura é instável abaixo de 11-13 Kbar sob qualquer temperatura (MEL'NIK, 1972), sendo que a adição do componente $MgSiO_3$ (enstatita) reduz gradualmente a pressão de equilíbrio. Neste sentido, Bohlen e Boettcher (1981) determinaram experimentalmente os efeitos da adição do componente enstatita ao ortopiroxênio. Segundo estes autores, o limite inferior de estabilidade para o ortopiroxênio seria com $X_{En}=20$, porém Bohlen, Wall e Boettcher (1983) recalcularam a curva de estabilidade inferior com $X_{En} = 25$ (Gráfico 3). O ortopiroxênio presente na Formação Ferrífera São João Marcos possui uma média calculada para X_{Fs} de 74,85 e X_{En} de 24,57. De acordo com estes dados, é possível que as rochas em questão tenham atingido condições de pressão de pelo menos 2 Kbar e temperaturas acima de 750°C, uma vez que abaixo destas ortopiroxênio com a composição supracitada não seria estável, e no máximo condições de pressão em torno de 6 Kbar para temperaturas próximas a 1050°C (Gráfico 3).

Gráfico 3 – Diagrama P-T mostrando os efeitos da adição do componente enstatita (X_{En}) na estabilidade do ortopiroxênio rico em ferro.

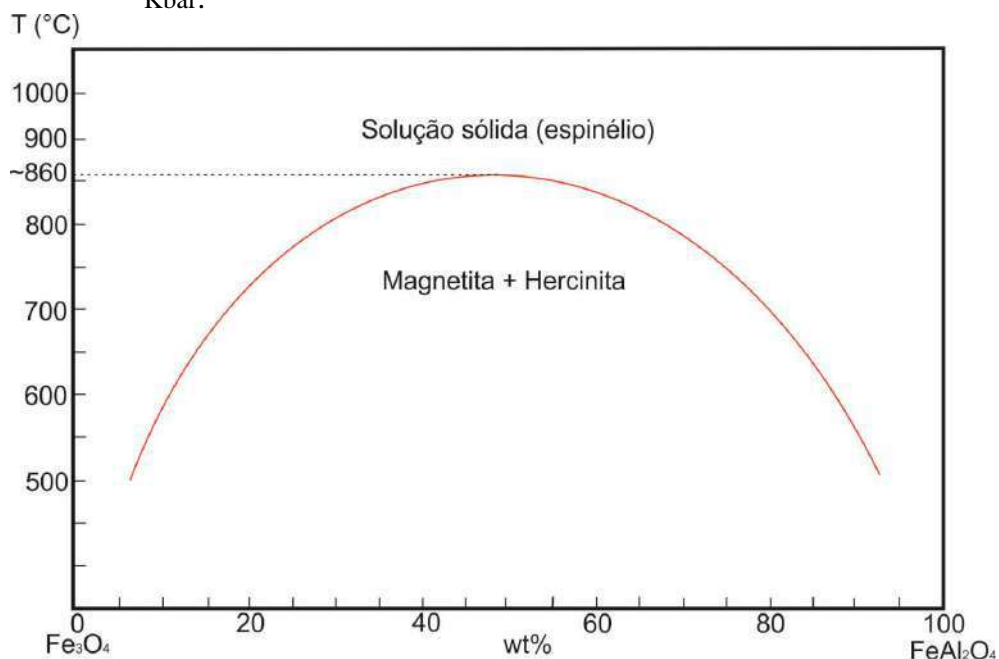


Nota: Linha tracejada indicando a composição aproximada dos ortopiroxênios analisados nesta dissertação. Os quadrados pretos indicam que olivina e quartzo reagiram completamente para ortopiroxênio, enquanto os quadrados brancos indicam a desestabilização do ortopiroxênio.

Fonte: BOHLEN; WALL; BOETTCHER, 1983.

A formação ferrífera estudada sob microscopia de luz refletida revela ainda a existência de lamelas de exsolução de espinélio (próximo da composição da hercinita) e de ilmenita em magnetita (Figura 34 e 35). Sob condições de altas temperaturas, existe completa miscibilidade entre os espinélios contendo Fe^{3+} , Al e Ti, no entanto, uma janela de miscibilidade surge em temperaturas mais baixas. Estudos experimentais revelam a existência de solução sólida completa entre $FeAl_2O_4$ (hercinita) e Fe_3O_4 (magnetita) acima de $860^\circ C$, com o aumento da região de exsolução entre as duas fases abaixo desta temperatura (Gráfico 4) (TURNOCK; EUGSTER; 1962).

Gráfico 4 – Curva *solvus* para o sistema Magnetita-Hercinita, sob pressão fixa em 2 Kbar.

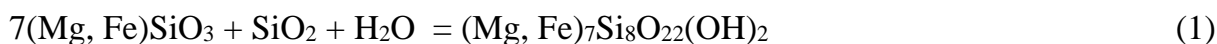


Fonte: TURNOCK; EUGSTER, 1962. Adaptado pela autora, 2018.

Já com relação às exsoluções de ilmenita, estudos de equilíbrio de fases demonstram que é possível solução sólida completa entre magnetita (Fe_3O_4) e ulvoespinélio (Fe_2TiO_4) em um intervalo de temperatura que vai de 600°C a 1300°C , enquanto a solubilidade da ilmenita em magnetita é tão baixa de forma que a solução sólida magnetita-ilmenita é improvável (BUDDINGTON; LINDSLEY, 1964). Neste caso, é possível que o processo de oxidação de uma solução sólida magnetita-ulvoespinélio seja o responsável pelo aparecimento de lamelas “exsolvidas” de ilmenita em magnetita (BUDDINGTON; LINDSLEY, 1964).

Tendo em vista estes dois processos, é possível que as lamelas de ilmenita em magnetita observadas na formação ferrífera analisada tenham se formado por oxidação de uma solução sólida inicial de magnetita-ulvoespinélio durante o resfriamento, após o pico metamórfico em fácies granulito. Certa quantidade de uma fase aluminosa presente nesta solução sólida ($\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{FeAl}_2\text{O}_4$) também exsolveu na forma de lamelas de hercinita, durante o resfriamento, sucedendo a formação das lamelas de ilmenita, conforme evidências texturais.

A presença de cummingtonita-grunerita (mais próximo da composição da grunerita) substituindo cristais de ortopiroxênio nestas formações ferríferas e, localmente, tremolita-actinolita (Figura 40 C-F), pode representar ainda o registro de uma etapa retrometamórfica posterior sob condições de fácies anfíbolito. A reação simplificada a seguir demonstra este processo (Equação 1):



A Figura 53 ilustra a cronologia relativa dos minerais gerados em metamorfismo na formação ferrífera deste trabalho, relacionando-os com a foliação S_n principal observada na área de estudo.

Figura 53 – Proposta de cronologia relativa das fases minerais na formação ferrífera descrita neste trabalho baseada em relações texturais.

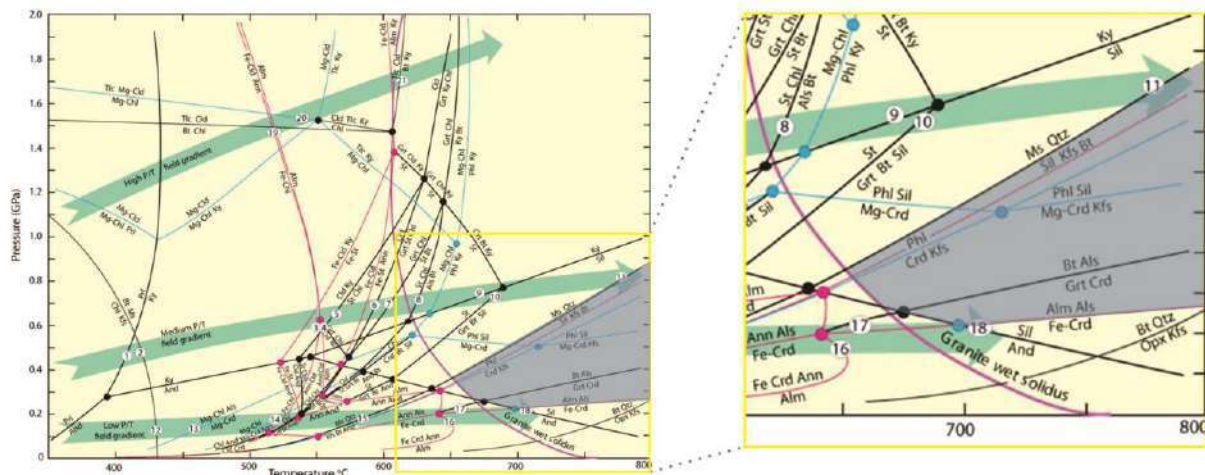
	Pré-Sn	Sin-Sn	Tardi-Sn	Pós-Sn
Quartzo	—————			
Magnetita	—————	—————	—————	
Titanomagnetita aluminosa $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{FeAl}_2\text{O}_4$		—————		
Ilmenita	?	—————	—————	
Hercinita			—————	
Granada (Alm)	—————	—————	—————	—————
Ortopiroxênio (Fs)		—————		
Cummingtonita-grunerita			—————	
Biotita				—————
Muscovita				—————

Fonte: A autora, 2018.

Metamorfismo em condições de fácies granulito seguido por retrometamorfismo em fácies anfíbolito é uma característica também observada nos litotipos adjacentes associados. O (Sillimanita)-granada biotita gnaiss, por exemplo, apresenta como paragênese metamórfica mais antiga, Gr+Sill+Pl+K-f+Qz (Figura 25 e lâmina AFC-69), indicando o alcance de condições de temperatura acima de 650°C e pressão mínima entre 0,2-0,3 GPa (2-3 Kbar), ultrapassando a curva de fusão granítica, em fácies granulito (Gráfico 5). A presença de ortopiroxênio compondo esta paragênese, apesar de não descrita nas seções delgadas deste trabalho, já foi reportada por Hoffman (2016) em sua dissertação de mestrado e observada em campo. Estas rochas foram posteriormente retrometamorfizadas sob condições de fácies

anfíbolito a xisto verde, conforme indicado pela paragénesis posterior Sill+Bi+Qz e pontual substituição de biotita por clorita.

Gráfico 5 – *Grid* petrogenético para metapelitos mostrando delimitação do campo de estabilidade da assembleia de fácies granulito do (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss.



Nota: O campo foi proposto com base na paragénesis Gr+Sill+Pl+K-f+Qz e na presença de leucossoma granítico paralelo à foliação da rocha, indicando que ela sofreu fusão parcial.

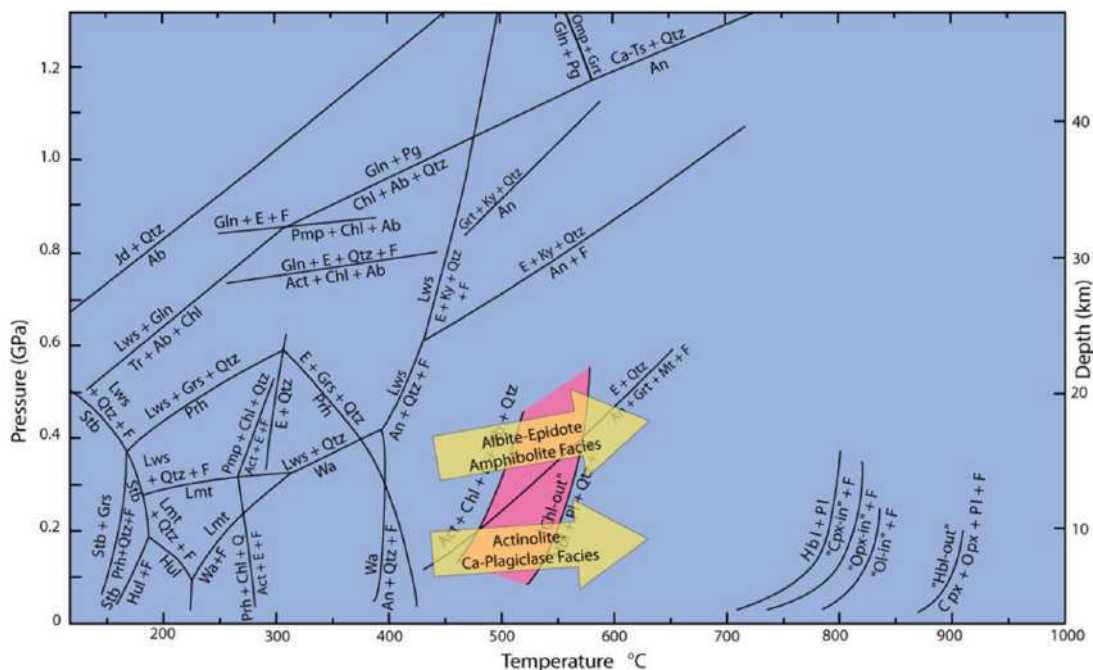
Fonte: WINTER, 2013. Adaptado pela autora, 2018.

6.3.2 Metamorfismo das Rochas Metamáficas/metaultramáficas Associadas

As rochas máficas e ultramáficas que ocorrem intercaladas na Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss, as quais se trata possivelmente das mesmas associadas à formação ferrífera, também registram pico de metamorfismo em alto grau (fácies granulito) seguido de retrometamorfismo em fácies anfíbolito.

Inclusões não orientadas de anfíbolio (possivelmente hornblenda), plagioclásio, opacos e biotita em cristais de piroxênio observadas em alguns exemplares destas rochas parecem compor a assembleia mais antiga preservada, e podem representar o registro do metamorfismo prógrado que culminou nas condições de fácies granulito. A paragénesis Opx+CPx+Pl (Figuras 42-46) representa o pico de metamorfismo em fácies granulito, sob temperaturas mínimas entre 750-800° C (Gráfico 6), seguido por desenvolvimento da assembleia retrometamórfica em fácies anfíbolito a xisto verde, que é representada por Hb+Pl+Bi, e pontual substituição de opacos e biotita por titanita (Figuras 46 e 47).

Gráfico 6 – Grid petrogenético para metamorfismo de rochas máficas.



Nota: De acordo com o gráfico, hornblenda se decompõe entre 700-800°C para formar primeiro CPx, e depois OPx.

Fonte: WINTER, 2013.

Coroas de granada no contato entre cristais de piroxênio e plagioclásio e entre hornblenda e plagioclásio, observadas em algumas destas rochas estudadas na área, são feições associadas a um resfriamento isobárico, isto é, com pouca descompressão (*isobaric cooling – IBC*) (PASCHIER; MYERS; KRONER, 1990), processo que ocorreu após desenvolvimento da assembleia retrometamórfica supracitada, conforme evidências petrográficas (Figuras 43 e 44). Textura simplectítica entre Opx+Pl (Figura 44) observada nas proximidades das coroas de granada em algumas destas rochas é provavelmente indicativa de uma posterior descompressão isotérmica, isto é, com pouco resfriamento (*isothermal decompression – ITD*) (PASCHIER; MYERS; KRONER, 1990), culminando na formação de simplectitos de Hb+Pl em temperaturas mais baixas.

Cumingtonita-grunerita substituindo hornblenda provavelmente marca uma nova etapa metamórfica em fácies anfíbolito a granulito. Conforme Deer, Howie e Zussman (2010), cumingtonita-grunerita (em especial mais próximo da composição da grunerita) é o termo intermediário da reação $\text{Opx} \rightarrow \text{Hornblenda}$, portanto, o aparecimento deste mineral substituindo a hornblenda (Figura 44 C e D) indica aumento no grau metamórfico.

A Figura 54 a seguir ilustra a cronologia relativa de aparecimento dos minerais nos eventos de metamorfismo, relacionando-os com a foliação S_n principal observada na área.

Figura 54 – Proposta de cronologia relativa das fases minerais nas rochas máficas/ultramáficas descritas neste trabalho baseada em relações texturais.

	Pré-Sn	Sin-Sn	Tardi-Sn	Pós-Sn
Hornblenda	—		—	
Actinolita			—	
Plagioclásio	—	—		
Opacos	—		—	
Biotita	—		—	
Clinopiroxênio		—		
Ortopiroxênio		—		
Granada				—
Quartzo			—	
Muscovita				—
Titanita			—	
Clorita			—	
Cumingtonita-grunerita				—
Simplectito (Px+Pl)				—
Simplectito (Hb+Pl)				—

Fonte: A autora, 2018.

6.3.3 Metassomatismo potássico

O desenvolvimento de micas (principalmente muscovita e biotita) e goethita ao redor dos minerais opacos na formação ferrífera indica um processo de metassomatismo posterior aos eventos metamórficos supracitados, no qual houve interação das rochas com fluido rico em K^+ . Muscovita e/ou sericita ao longo de fraturas, ou substituindo biotita, sillimanita, anfibólios, piroxênios (raramente) e feldspato (especialmente plagioclásio), é observada ao longo de toda a área mapeada e afetou todas as unidades litológicas, muito embora este processo pareça não ter sido muito expressivo.

7 LITOQUÍMICA DA FORMAÇÃO FERRÍFERA SÃO JOÃO MARCOS E ROCHAS METAMÁFICAS/METAULTRAMÁFICAS ASSOCIADAS

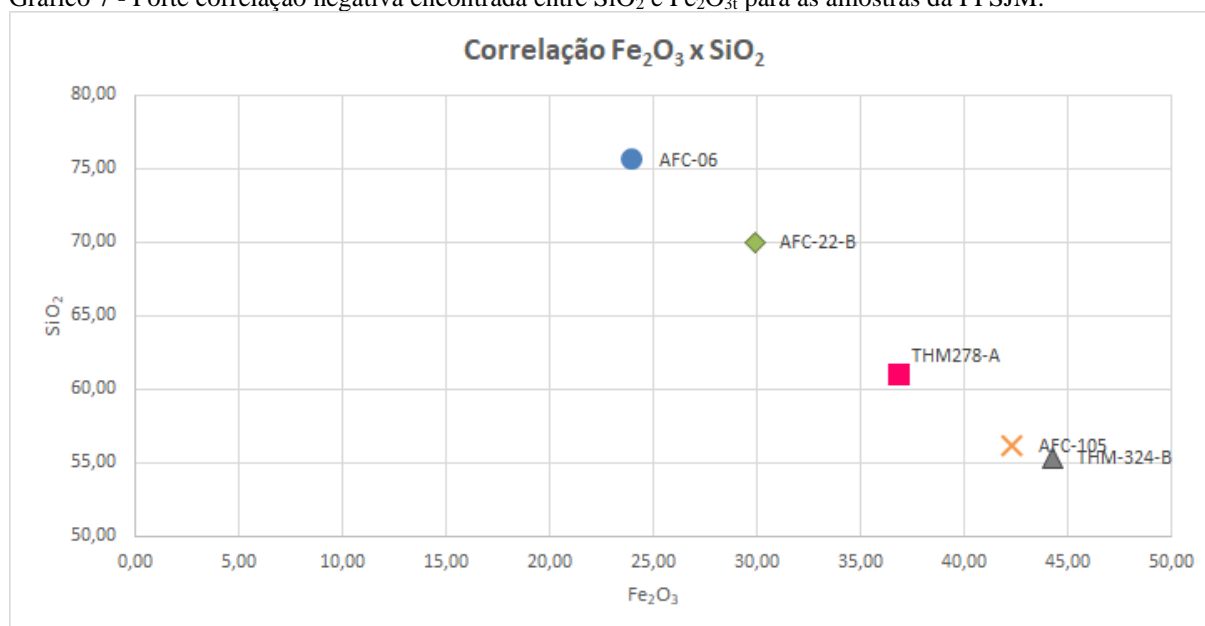
7.1 Formação Ferrífera São João Marcos

7.1.1 Elementos maiores

Foram analisadas 5 amostras da Formação Ferrífera São João Marcos e 1 de quartzito, das quais três são bandadas (FFB – AFC-06, AFC-105 e THM-324-B) e duas homogêneas (FFH – AFC-22-B e THM-278-A), e uma amostra de sillimanita quartzito (AFC-24-A).

Em termos de elementos maiores, as amostras da Formação Ferrífera São João Marcos mostram predominância dos óxidos SiO_2 e Fe_2O_{3t} , cuja somatória, em todas as amostras, varia de 97,85% a 99,94%. SiO_2 e Fe_2O_{3t} configuram de 55,35% a 75,59% e 24,09% a 44,34% do percentual total de óxidos, respectivamente, mostrando forte correlação negativa ($R=-0,996$) (Gráfico 7).

Gráfico 7 - Forte correlação negativa encontrada entre SiO_2 e Fe_2O_{3t} para as amostras da FFSJM.



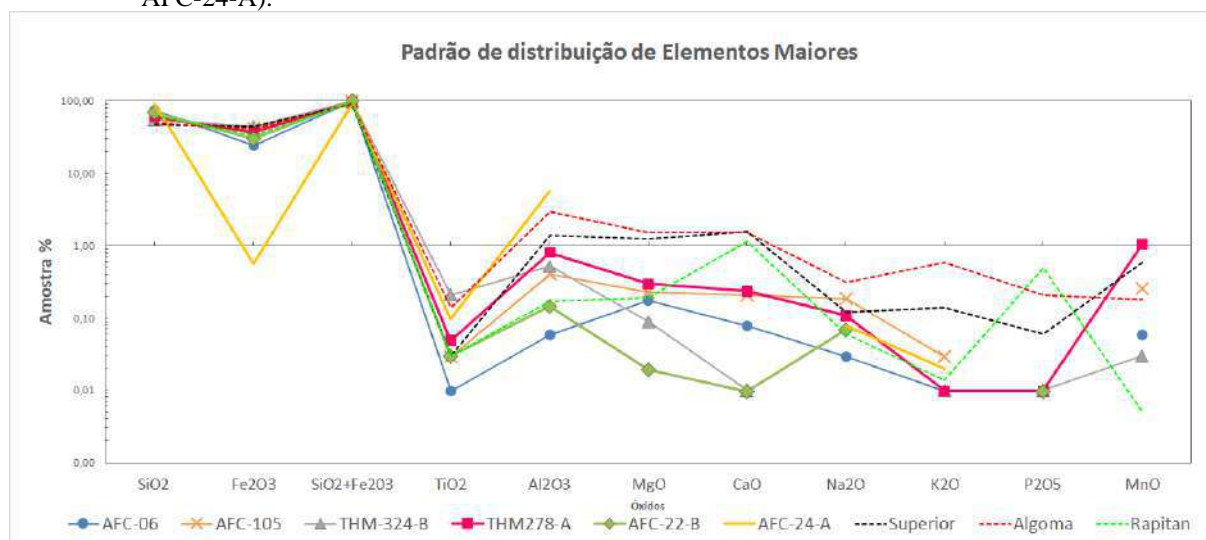
Legenda: FFB: AFC-06, AFC-105 e THM-324-B; FFH: THM-278-A e AFC-22-B.

Fonte: A autora, 2018.

MgO e CaO mostram teores variando de menos que 0,01% a 0,39%, enquanto os álcalis (Na₂O e K₂O) variam de menos que 0,01% a 0,19%. MnO apresenta teores que variam de abaixo de 0,01% a 1,04%; Al₂O₃ exibe teores dentro do intervalo que vai de 0,06% a 0,80%. Por fim, TiO₂ mostra percentuais variando de 0,01 a 0,21%.

O Gráfico 8 ilustra o padrão de distribuição dos elementos maiores para estas amostras, incluindo uma amostra que não se enquadra na classificação de formação ferrífera (sillimanita quartzito - AFC-24-A), plotada para termos de comparação nas discussões. Nesta figura, foram incluídos ainda os padrões das formações ferríferas tipo Algoma, Superior e Rapitan, cujos valores foram retirados de Gross e McLeod (1980) (Algoma e Superior) e Klein e Beukes (1993) (Rapitan).

Gráfico 8 - Padrão de distribuição de elementos maiores de amostras da FFSJM e sillimanita quartzito (amostra AFC-24-A).



Nota: Os padrões de formação ferrífera tipo Algoma, Superior e Rapitan estão plotados para termos de comparação nas discussões. Valores ausentes estão abaixo do limite de detecção. FFB: AFC-06, AFC-105 e THM-324-B; FFH: THM-278-A e AFC-22-B.

Fonte: A autora, 2018.

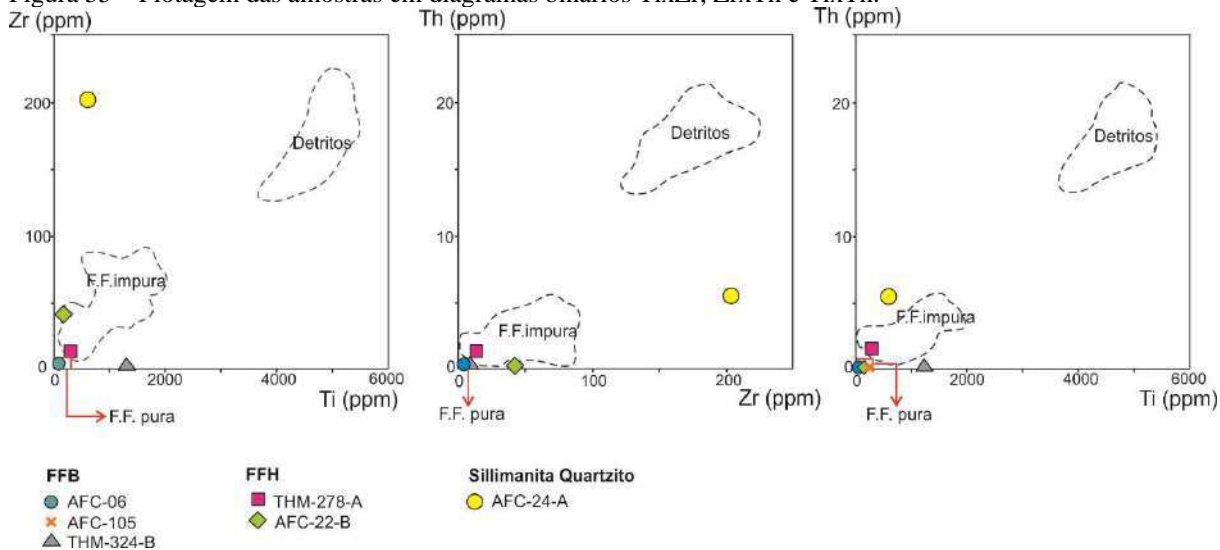
Quando comparadas com os três modelos de formação ferrífera, observa-se que todas as amostras da Formação Ferrífera São João Marcos mostram no geral concentrações de elementos maiores (à exceção do SiO₂ e Fe₂O₃ para algumas amostras) levemente mais baixas que os tipos Algoma e Superior, de forma que o tipo Rapitan é o que visualmente mais se assemelha aos padrões observados. CaO e P₂O₅ são mais abundantes nos três modelos supracitados com relação a todas as amostras deste estudo. MnO é mais abundante nas amostras estudadas do que no tipo Rapitan.

7.1.2 Elementos traço

O estudo dos elementos traço em formações ferríferas nos permite determinar uma possível origem para o Fe e indícios de contaminação. A baixa concentração (<20 ppm) de elementos traço que geralmente são enriquecidos em rochas crustais (ex. Zr, Th, Hf e Sc) e Al_2O_3 (<1%) é indicadora de um mínimo aporte detrítico em formações ferríferas, conforme Konhauser et al. (2017). As amostras da Formação Ferrífera São João Marcos analisadas mostram baixas concentrações dos elementos traço supracitados, não ultrapassando 13 ppm, com exceção de uma amostra (AFC-22-B), a qual apresenta 42 ppm de Zr. O aporte detrítico mínimo é corroborado ainda pelas baixas concentrações de Al_2O_3 , as quais não ultrapassam 0,80%.

Quando plotados uns contra os outros, estes elementos traço (em conjunto com os teores de Al_2O_3) podem fornecer uma linha de mistura bastante coerente entre contaminantes terrígenos em um extremo (e.g. alumino-filossilicatos finos com elevadas concentrações de elementos imóveis provenientes das áreas continentais por intemperismo e erosão, sedimentos provenientes de vulcanismo explosivo, etc.) e os precipitados “puros” no outro extremo, com baixas concentrações de imóveis (VIEHMANN et al., 2016). Os diagramas exibidos na Figura 55 tomam por base o fracionamento das razões Ti/Zr, Zr/Th e Ti/Th existente em formações ferríferas “puras” com relação a material detrítico. Observa-se que para as amostras analisadas neste trabalho, todas situam-se no limiar entre as categorias “Formação Ferrífera Pura” e “Formação Ferrífera Impura”. O sillimanita quartzito foi plotado para ajudar em comparações posteriores.

Figura 55 – Plotagem das amostras em diagramas binários Ti - Zr , Zr - Th e Ti - Th .

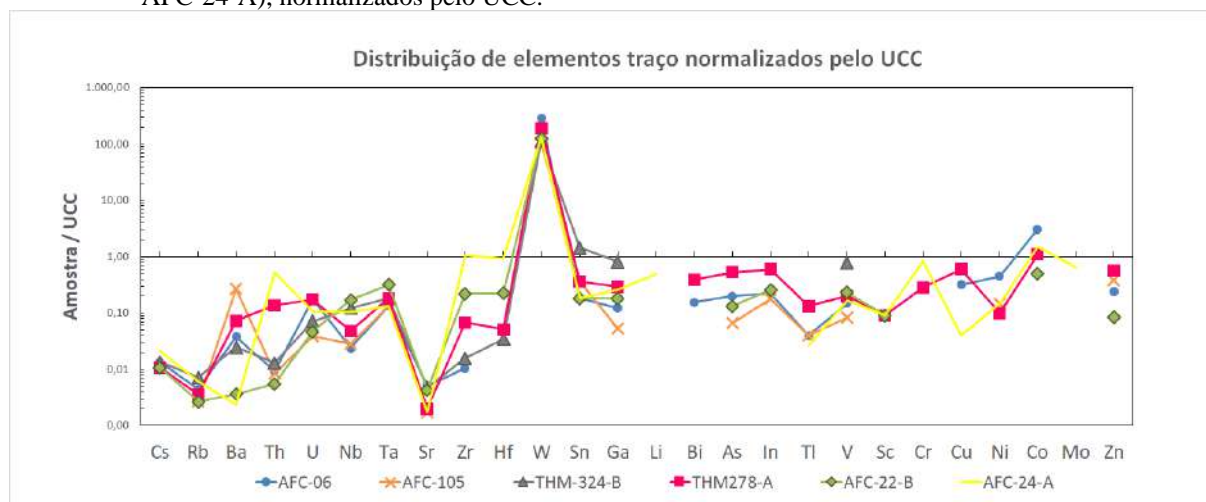


Nota: Delimitação dos campos de formação ferrífera Pura, Formação Ferrífera Impura e Detritos baseado nos resultados de Viehmann et al. (2016). A amostra AFC-24-A (sillimanita quartzito), representada por círculo laranja, foi plotada para comparações futuras. Amostra AFC-105 apresentou concentração de Zr abaixo do limite de detecção.

Fonte: A autora, 2018.

Uma maneira de analisar e comparar os padrões de distribuição de elementos traço como um todo é através de gráficos multielementares normalizados por um padrão. O Gráfico 9 ilustra estes padrões para as formações ferríferas analisadas neste trabalho, normalizados pelo UCC (*Upper Continental Crust*) (TAYLOR; MCLENNAN, 1995).

Gráfico 9 - Padrão de distribuição de elementos traço de amostras da FFSJM e sillimanita quartzito (amostra AFC-24-A), normalizados pelo UCC.



Nota: Valores ausentes estão abaixo do limite de detecção. No caso da amostra THM-324-B, os elementos As, In, Tl, Sc, Cu, Ni, Co e Zn não foram analisados.

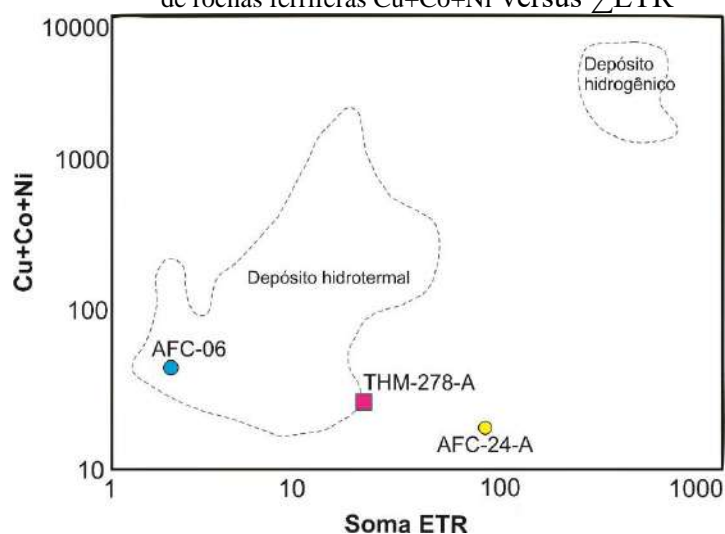
Fonte: A autora, 2018.

Os elementos traço analisados ocorrem em concentrações relativamente baixas, sendo maioria empobrecida com relação ao UCC, à exceção do W e Co, que para algumas amostras

mostraram certo enriquecimento ($\text{Amostra/UCC} > 1$), com destaque para o W. Outros elementos que não constam no gráfico (ex. Cr, Ag, Cd, Sb, Bi, Mo e Li) mostram concentrações abaixo do limite de detecção para a maioria das amostras.

Plotagens de elementos traço em diagramas discriminatórios são também bastante úteis na determinação do ambiente de deposição. O diagrama Cu+Co+Ni versus $\sum \text{ETR}$ (DYMEK; KLEIN, 1988), por exemplo, diferencia depósitos de metais de mar profundo hidrotermais dos hidrogênicos (formados por processos diagenéticos) (Gráfico 10).

Gráfico 10 - Diagrama discriminatório de ambiente de formação de rochas ferríferas Cu+Co+Ni versus $\sum \text{ETR}$



Nota: O gráfico (DYMEK; KLEIN, 1988) diferencia depósitos de origem hidrotermal daqueles hidrogênicos (diagenéticos). Apenas duas amostras de formações ferríferas puderam ser plotadas, uma vez que nas demais os elementos Cu e/ou Co e/ou Ni tiveram concentrações abaixo do limite de detecção. A amostra THM-324-B não foi analisada em termos de concentração de Cu, Co e Ni. Amostra AFC-24-A (sillimanita quartzito) plotada para futuras comparações.

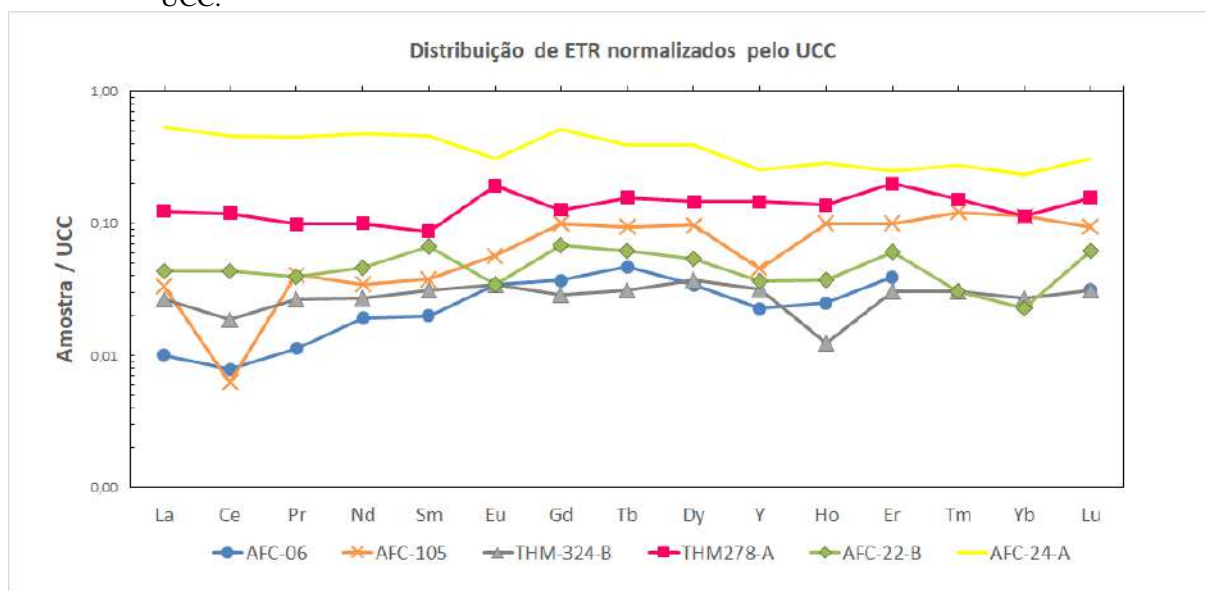
Fonte: A autora, 2018.

7.1.3 Elementos terras raras + Y

Os elementos terras raras, conforme discutido no Capítulo 4, são usados como indicadores das condições de deposição das formações ferríferas. Através da análise do gráfico de distribuição de ETR normalizados por um padrão, em especial no que diz respeito às anomalias de Eu e Ce, é possível sugerir uma possível fonte para o ferro e inferir sobre as condições de oxidação do ambiente.

As amostras analisadas da Formação Ferrífera São João Marcos mostram valores de Σ ETR entre 1,91 e 17,17 ppm, muito abaixo do valor para o UCC (146,37 ppm) (TAYLOR; McLENNAN, 1995). A análise do gráfico de distribuição de ETR normalizados pelo UCC (TAYLOR; McLENNAN, 1995) permite observar um padrão aproximadamente plano, sem enriquecimento de ETR leves ou pesados, com exceção de duas amostras (AFC-06 e AFC-105), as quais exibem um sutil enriquecimento em ETR pesados com relação aos leves. Porém, de uma maneira geral, todas as amostras são empobrecidas em ETR com relação ao padrão (Gráfico 11).

Gráfico 11 - Padrão de distribuição de elementos terras raras + Y das amostras da FFSJM normalizados pelo UCC.



Nota: Valores ausentes estão abaixo do limite de detecção. Amostra AFC-24-A (sillimanita quartzito) plotada para termos de comparação.

Fonte: A autora, 2018.

As anomalias de Eu e Ce foram observadas no gráfico acima e quantificadas segundo as seguintes expressões (equações 2 e 3), sugeridas por de Bau e Dulski (1996):

$$(Eu/Eu^*)_N = Eu_N / [0,5(Sm_N) + 0,5(Gd_N)] \quad (2)$$

$$(Ce/Ce^*)_N = Ce_N / [0,5(La_N) + 0,5(Pr_N)] \quad (3)$$

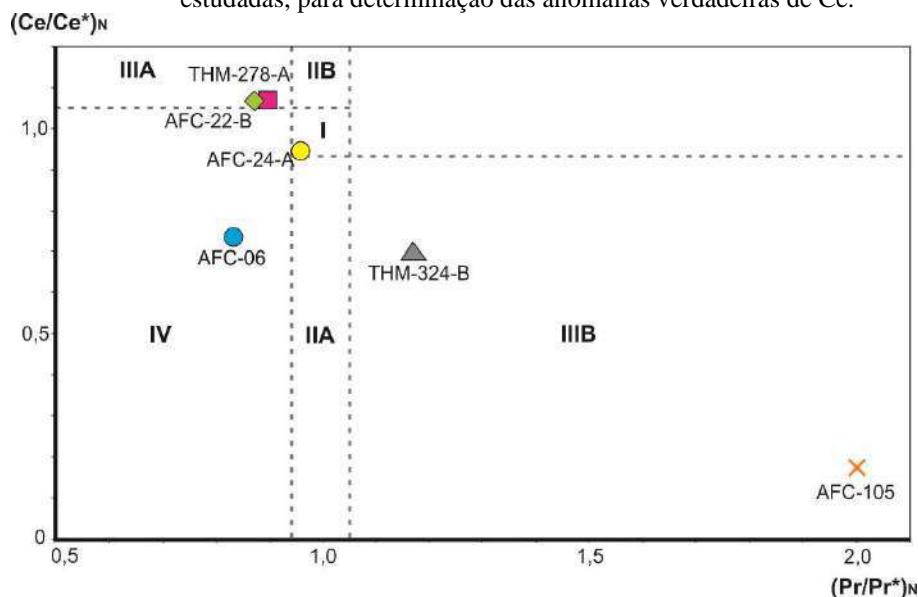
Onde: Eu^* e Ce^* representam as concentrações hipotéticas que o Ce e Eu trivalentes deveriam ter e “N” subscrito indica que os valores são normalizados (neste trabalho, pelo UCC).

Três das amostras da Formação Ferrífera São João Marcos estudadas apresentaram anomalias de Eu levemente positivas, isto é, $(Eu/Eu^*)_N > 1$, sendo elas: AFC-06 $((Eu/Eu^*)_N = 1,20)$; THM-278-A $((Eu/Eu^*)_N = 1,81)$ e THM-324-B $((Eu/Eu^*)_N = 1,14)$, e duas mostraram anomalias de Eu levemente negativas, ou seja, $Eu/Eu^* < 1$, AFC-22-B (0,50) e AFC-105 (0,82). A amostra AFC-24-A (sillimanita quartzito) apresentou anomalia negativa, com $(Eu/Eu^*)_N = 0,63$.

No que diz respeito às anomalias de Ce, duas amostras da Formação Ferrífera exibiram anomalias levemente positivas, ou seja, $(Ce/Ce^*)_N > 1$: AFC-22-B $((Ce/Ce^*)_N = 1,06)$ e THM-278-A $((Ce/Ce^*)_N = 1,07)$, enquanto as demais apresentaram-se negativas, com $(Ce/Ce^*)_N < 1$, sendo elas: AFC-06 $((Ce/Ce^*)_N = 0,73)$; THM-324-B $((Ce/Ce^*)_N = 0,70)$; com destaque à amostra que apresentou o valor mais pronunciado, AFC-105 $(Ce/Ce^*)_N = 0,17$). A amostra de sillimanita quartzito AFC-24-A apresentou uma anomalia negativa, sendo $(Ce/Ce^*)_N = 0,94$.

A interpretação das anomalias de Ce pode, no entanto, representar um problema devido ao comportamento do La, o que pode resultar em falsas anomalias de Ce. Para solucionar este problema, Bau e Dulski (1996) sugerem a comparação da razão $(Pr/Pr^*)_N = Pr_N / (0,5Ce_N + 0,5Nd_N)$ com as anomalias de Ce $(Ce/Ce^*)_N$. Se não houver anomalias de Pr_N , uma anomalia negativa de Ce_N resulta necessariamente em $(Pr/Pr^*)_N \gg 1$, enquanto uma anomalia positiva de Ce_N resulta em $(Pr/Pr^*)_N < 1$. No caso de se obter $(Ce/Ce^*)_N < 1$ e $(Pr/Pr^*)_N \sim 1$, temos uma anomalia positiva de La. A plotagem no gráfico proposto pelos autores auxilia a visualizar as anomalias de Ce e identificar se elas são verdadeiras ou não (Gráfico 12).

Gráfico 12 - Plotagem das razões $(Ce/Ce^*)_N$ versus $(Pr/Pr^*)_N$ das amostras estudadas, para determinação das anomalias verdadeiras de Ce.



Legenda: Campos propostos por Bau e Dulski (1996) - I: Sem anomalia de Ce ou La; IIA: anomalia positiva de La e sem anomalia de Ce; IIB: anomalia negativa de La, sem anomalia de Ce; IIIA: anomalia positiva de Ce; IIIB: anomalia negativa de Ce; IV: anomalia positiva de Ce “mascarada” por uma anomalia positiva de La.

Fonte: A autora, 2018.

De acordo com a plotagem acima, observa-se, portanto, que todas as anomalias de Ce calculadas são verdadeiras, com uma amostra (AFC-06) cuja anomalia de Ce é, na verdade, positiva, pois está “mascarada” por uma anomalia positiva de La.

O Y também é frequentemente utilizado juntamente com os ETR, porque anomalias de Y (representadas pela razão Y/Ho) também fazem parte da assinatura ETR+Y da água marinha, por ser fracionado dos ETR conforme observado por Bau e Dulski (1996). O fracionamento deste par (Y/Ho) parece ser governado pela capacidade diferencial de formar complexos em superfície ou em solução (BYRNE; LEE, 1993). Segundo Tostevin et al. (2016), qualquer mistura dos precipitados com fases não carbonatadas resultaria em um aumento nos ETRL e decréscimo a razão Y/Ho , de forma que razões supercondríticas (aproximadamente > 26) estariam associadas a um baixo grau de contaminação. A dissolução de alguns óxidos, em especial óxidos de Mn, em uma coluna de água anóxica, também contribui para a diminuição da razão Y/Ho na água (PLANAVSKI, 2010).

Uma outra maneira de interpretar as anomalias de Y é considerando a taxa de precipitação. Bau e Dulski (1996) atribuem as anomalias de Y à taxa de precipitação da Formação Ferrífera baseada nos padrões ETRY de precipitados ferromanganesíferos modernos, concluindo que aqueles que apresentaram anomalias de Y negativas precipitaram mais lentamente do que aqueles com anomalias positivas de Y.

As amostras da Formação Ferrífera São João Marcos apresentaram razões Y/Ho que variam de 12,50 a valores supercondríticos, chegando a 70. A razão Y/Ho para o UCC é de aproximadamente 27, o que significa que valores abaixo deste configuram anomalias negativas de Y. Duas amostras apresentaram anomalias negativas de Y, isto é, $Y/Ho < 27$: AFC-06 ($Y/Ho = 25$) e AFC-105 ($Y/Ho = 12,50$); duas obtiveram anomalias positivas, ou seja, $Y/Ho > 27$: THM-278-A ($Y/Ho = 29,09$) e THM-324-B ($Y/Ho = 70$), e uma não apresentou anomalia, ou seja, $Y/Ho \sim 27$: AFC-22-B ($Y/Ho = 26,67$). A amostra AFC-24-A (sillimanita quartzito) apresentou uma anomalia levemente negativa de Y, com $Y/Ho = 24,35$.

7.2 Rochas metamáficas/metaultramáficas

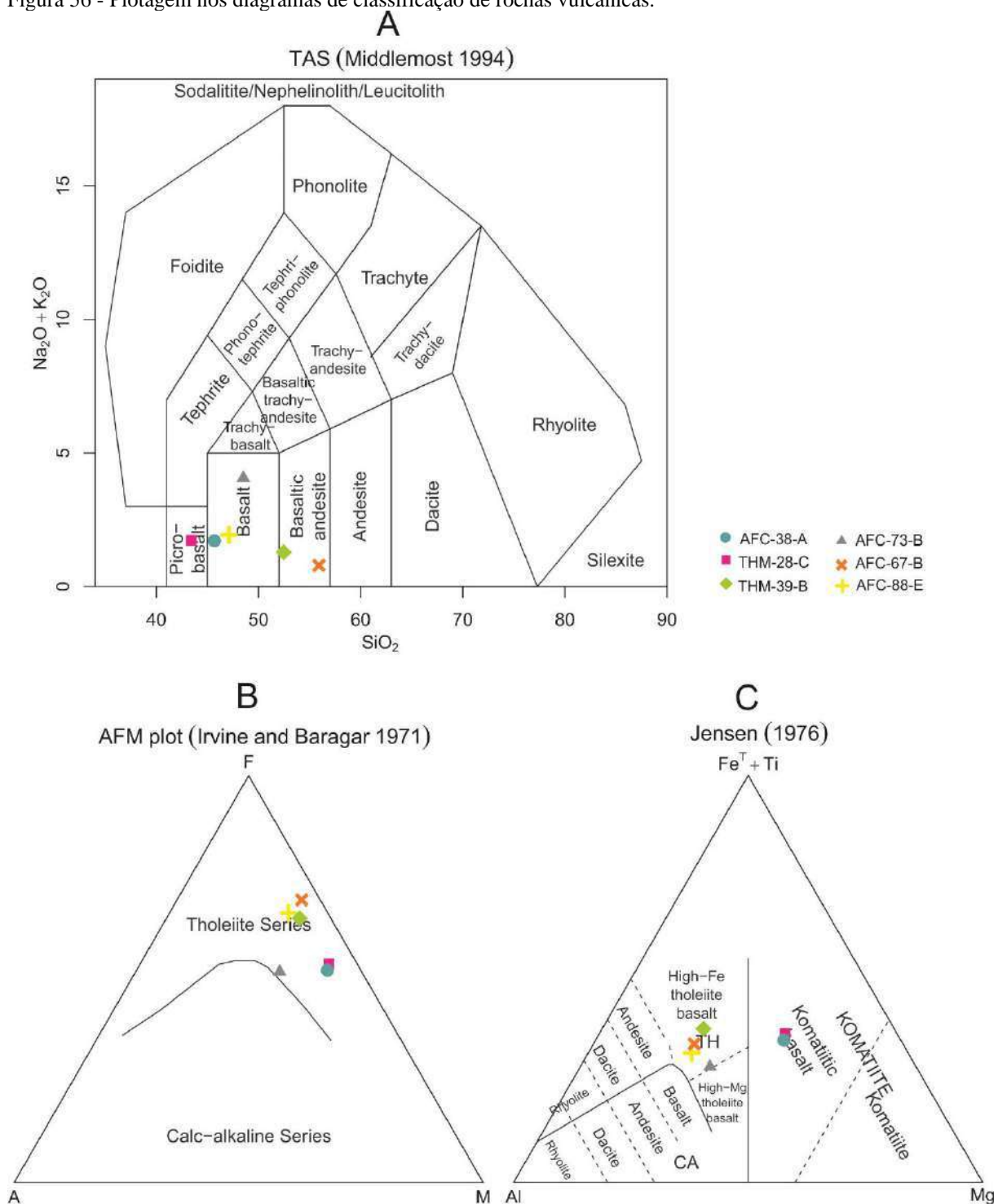
7.2.1 Elementos maiores

Foram analisadas 6 amostras de rochas metamáficas/metaultramáficas, dentre elas duas metaultramáficas (AFC-38-A e THM-28-C) e as demais metamáficas (AFC-67-B, AFC-73-B, AFC-88-E e THM-39-B), todas com controle de lâmina petrográfica.

Em termos de elementos maiores, estas rochas apresentaram percentuais de SiO_2 variando de 42,7% a 56,9%, com moderadas quantidades de MgO (5,25%-11,45%), Fe_2O_{3t} (13,4%-17,00%), Al_2O_3 (8,52%-14,7%) e CaO (8,32%-14,35%). Com relação aos demais elementos calculados na forma de óxidos, tem-se concentrações relativamente baixas, a saber: TiO_2 (1,17%-3,64%), Na_2O (0,68%-3,27%), K_2O (0,1%-0,77%), MnO (0,19%-0,28%) e P_2O_5 (0,09%-0,52%).

A plotagem no diagrama TAS (*Total Alkalies vs. Silica*) (MIDDLEMOST, 1994) revela as amostras analisadas possuem composição dentro do campo dos micro-basaltos a andesitos basálticos (Figura 56 A). No diagrama AFM ($(Na_2O+K_2O)-Fe_2O_3-MgO$) (IRVINE; BARAGAR, 1971), estas rochas mostram afinidade tholeiítica (Figura 56 B). No esquema de classificação (Al- Fe^{t+} -Ti-Mg) proposto por Jensen (1976), duas amostras (ultramáficas) caem no campo dos basaltos komatiíticos (AFC-38-A e THM-28-C), enquanto as demais são classificadas como tholeiitos basálticos com alto Fe (Figura 56 C).

Figura 56 - Plotagem nos diagramas de classificação de rochas vulcânicas.



Legenda: Diagramas propostos por A) TAS (MIDDLEMOST, 1994), B) AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) e C) Al-Fe^T+Ti-Mg (JENSEN, 1976).

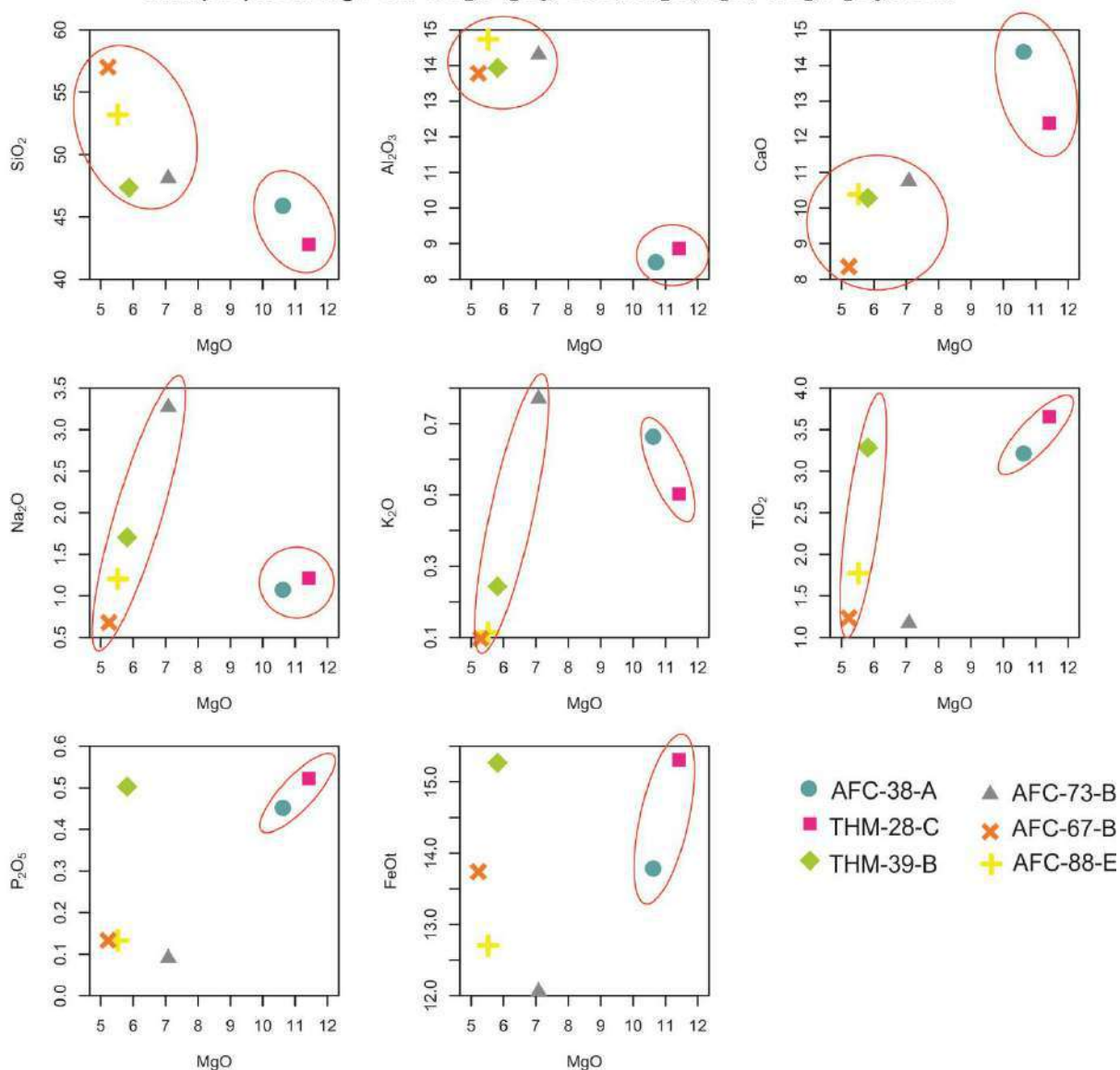
Fonte: A autora, 2018.

Os conteúdos de MgO, quando plotados versus os demais elementos maiores, não exibem correlações significativas, à exceção do Na₂O, K₂O e TiO₂, em que as quatro amostras de rochas metamáficas (AFC-67-B, AFC-88-E, AFC-73-B e THM-39-B) mostram uma correlação positiva. Observa-se ainda que as duas amostras metaultramáficas (AFC-38 e

THM-28) tendem a ficar agrupadas em todas as plotagens, mas sem aparente correlação com as amostras de metamáficas (Figura 57).

Figura 57 - Plotagem MgO versus elementos maiores na forma de óxidos.

Multiple plot of MgO vs. SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , FeOt



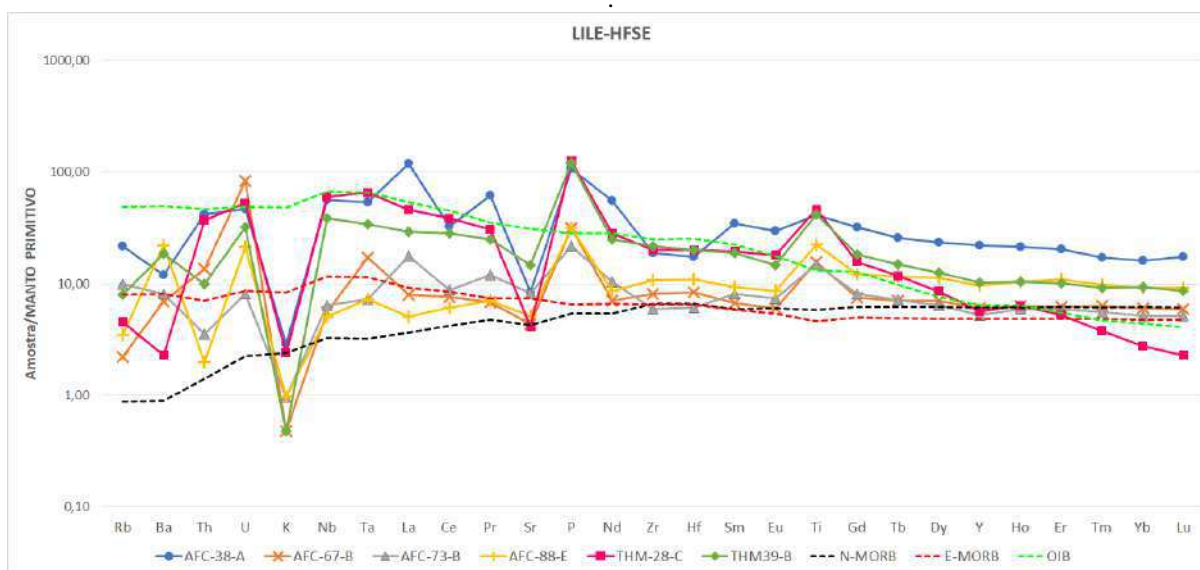
Fonte: A autora, 2018.

7.2.2 Elementos traço e terras raras

Elementos traço e terras raras foram analisados em gráficos multielementares normalizados com padrões (CI-Condrito e Manto Primitivo) (McDONOUGH; SUN, 1989) e plotagens em gráficos de discriminação tectônica.

Os padrões de distribuição de elementos traço incompatíveis normalizados pelo Manto Primitivo (Gráfico 13) mostram enriquecimento em todos os elementos (exceto K) com relação ao padrão, exibindo um formato levemente arqueado (*humped-like*), tendendo a planar na direção dos Elementos Litófilos de Íon Grande (*LILE - Large Ion Lithophile Elements*), com anomalias variáveis nos Elementos de Alto Campo de Força (*HFSE - High Field Strength Elements*). Destaque é dado para as duas anomalias negativas pronunciadas observadas para o K e Sr, e anomalia positiva de Ti. Observa-se certo agrupamento, com três amostras (AFC-38-A, THM-28-C e THM-39-B), sendo duas ultramáficas (AFC-38-A, THM-28-C), conformando aproximadamente com o padrão observado para os Basaltos de Ilha Oceânica (OIB), e as demais se aproximando mais ao padrão observado para os Basaltos de Cadeia Meso-oceânica Enriquecidos (E-MORB).

Gráfico 13 - Padrões de distribuição de elementos traço incompatíveis das amostras deste estudo, normalizados pelo Manto Primitivo (*Primitive Mantle*).



Legenda: Normalização pelo Manto Primitivo (McDONOUGH; SUN, 1989). Acréscimo dos padrões para N-MORB, E-MORB e OIB, cujos dados são fornecidos por McDonough e Sun, 1989.

Fonte: A autora, 2018.

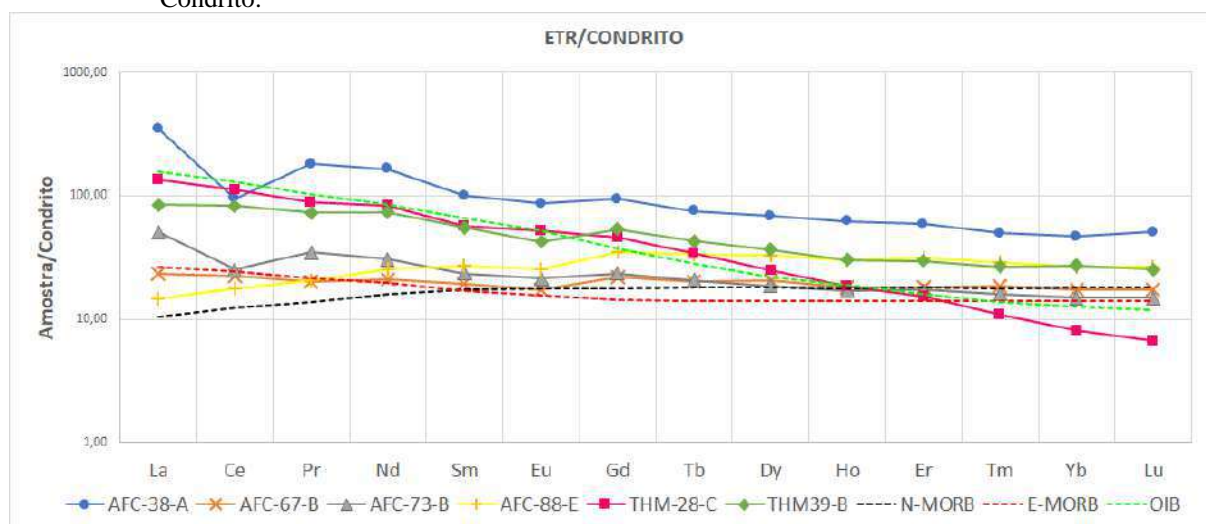
A soma dos elementos terras raras para estas rochas varia de 52,79 ppm a 316,14 ppm, sendo os valores mais altos (181,08-316,14 ppm) associados às rochas ultramáficas (amostras THM-28-C e AFC-38-A) e a uma amostra de rocha metamáfica, THM-39-B (156,42 ppm). Quando normalizados, é possível observar que todas as amostras são enriquecidas em ETR com relação ao Condrito (McDONOUGH; SUN, 1989), e uma divisão em dois grupos.

O primeiro possui um padrão leve a moderadamente enriquecido em ETR leves com relação aos pesados (amostras AFC-38-A, THM-28-C e THM-39-B) $((La/Lu)_N = 3,35-20,00$;

$(La/Eu)_N = 2,00-4,04$; $(Gd/Lu)_N = 1,84-2,11$), coincidindo aproximadamente com o padrão observado para o OIB ($(La/Lu)_N = 13,22$; $(La/Eu)_N = 3,02$; $(Gd/Lu)_N = 3,14$).

O segundo possui um padrão aproximadamente plano a empobrecido em ETR leves com relação aos pesados (amostras AFC-67-B, AFC-73-B e AFC-88-E) ($(La/Lu)_N = 0,35-1,34$; $(La/Eu)_N = 0,59-2,39$; $(Gd/Lu)_N = 1,26-1,57$), se assemelhando mais aos padrões do N-MORB ($(La/Lu)_N = 0,59$; $(La/Eu)_N = 0,60$; $(Gd/Lu)_N = 1,00$) e E-MORB ($(La/Lu)_N = 1,91$; $(La/Eu)_N = 1,69$; $(Gd/Lu)_N = 1,04$). Duas amostras apresentaram anomalias negativas de Ce (AFC-38-A e AFC-73-B), e todas mostraram anomalias de Eu insignificantes. Esta separação está mais bem ilustrada no Gráfico 14.

Gráfico 14 - Padrões de distribuição de Elementos Terras Raras das amostras deste estudo normalizadas pelo Condrito.



Nota: Normalização pelo CI-Condrito de McDonough e Sun (1989). Acréscimo dos padrões para N-MORB, E-MORB e OIB, cujos dados são fornecidos por McDonough e Sun, 1989.

Fonte: A autora, 2018.

Diagramas de discriminação tectônica propostos por vários autores foram utilizados como tentativa de inferir o ambiente de geração destas rochas a partir da sua assinatura geoquímica. A escolha dos diagramas levou em consideração basear-se principalmente em elementos imóveis, a fim de minimizar os efeitos do metamorfismo e contaminação crustal.

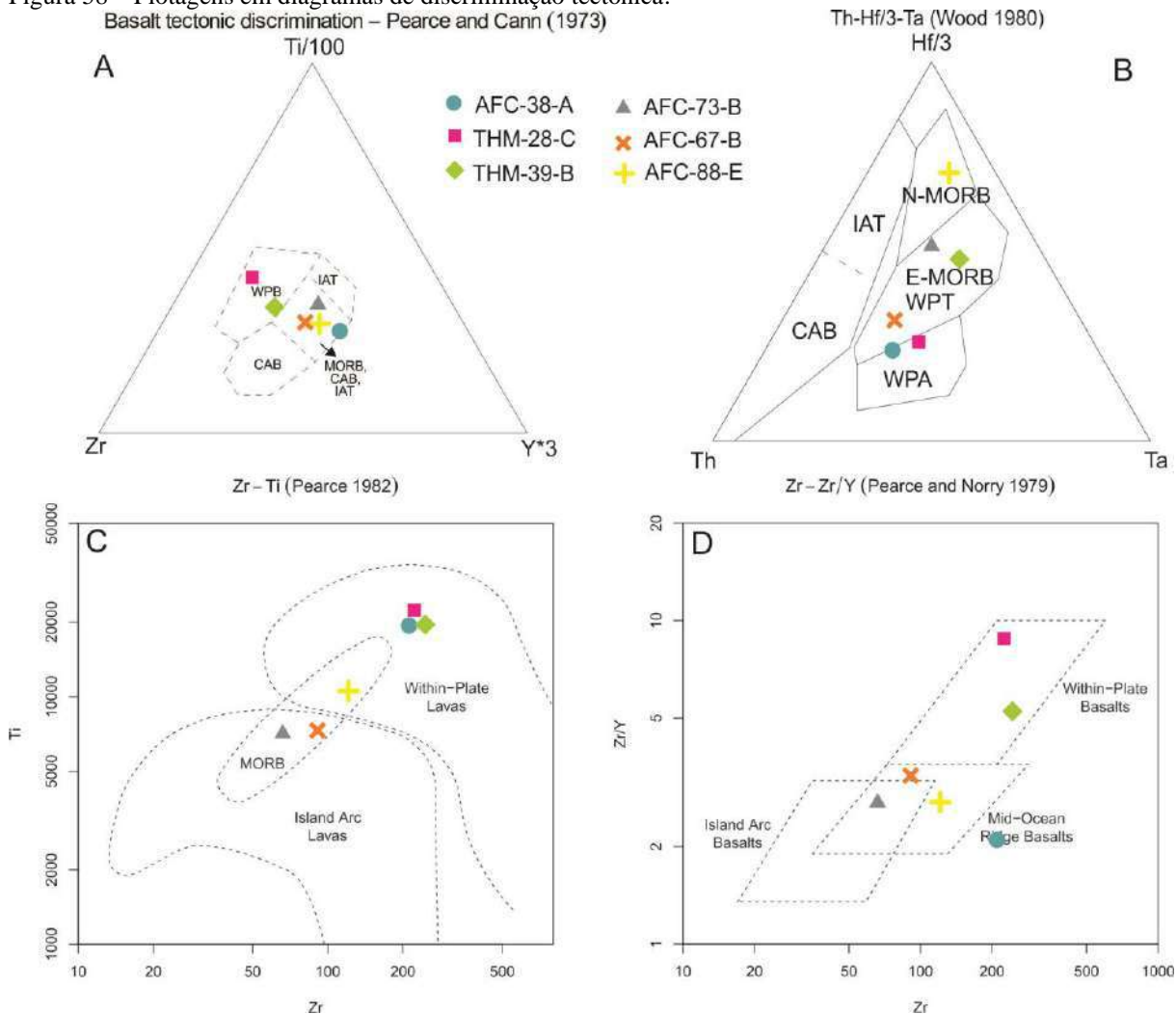
O diagrama ternário Zr-Ti/100-Y*3 (PEARCE; CANN, 1973) (Figura 58 A) mostra que duas amostras (THM-28-C e THM-39-B) caem no campo dos Basaltos Intra-Placa (WPB), enquanto as demais são plotadas na região de interseção MORB-CAT-IAT.

No diagrama Th-Hf/3-Ta (WOOD, 1980), duas amostras caem no limite entre os campos WPA (*Within Plate Alkalines*) e WPT/E-MORB (AFC-38-A e THM-28-C), três na região definida para o WPT/E-MORB (AFC-67-B, AFC-73-B e THM-39-B), e uma (AFC-

88-E) apresenta-se plotada no campo do N-MORB (Figura 58 B). Estes resultados estão em conformidade com a plotagem no diagrama Zr/Ti (PEARCE, 1982), no qual três amostras são plotadas dentro do campo WPB (THM-28-C, THM-39-B, AFC-38-A) duas das quais caíram no mesmo campo do diagrama anterior. A amostra AFC-88-E foi plotada na região de interseção entre os campos MORB e WPB, e as demais (AFC-73-B e AFC-67-B) foram plotadas na região de interseção entre MORB e IAB (Figura 58 C).

A plotagem no gráfico Zr-Zr/Y proposto por Pearce e Norry (1979) (Figura 58 D) mostra que as rochas estudadas caem dentro do campo definido para MORB (AFC-67-B, AFC-73-B e AFC-88-E), e duas (THM-28-C e THM-39-B) dentro da região dos WPB. A amostra AFC-38-A ficou fora de qualquer campo.

Figura 58 – Plotagens em diagramas de discriminação tectônica.



Legenda: Diagramas propostos por Pearce e Cann (1973) (A); Wood (1980) (B); Pearce (1982) (C); Pearce e Norry (1979) (D).

Fonte: A autora, 2018.

Apesar de algumas poucas inconsistências, provavelmente devido aos efeitos do metamorfismo de alto grau e contaminação crustal, estes diagramas supracitados foram uteis para ajudar na interpretação do ambiente tectônico de formação destas rochas e, por conseguinte, da formação ferrífera a elas associada.

8 DISCUSSÕES

8.1 Sobre a geocronologia das unidades mapeadas e a relação com trabalhos anteriores

Conforme discutido no Capítulo 6, foram mapeadas as seguintes unidades litológicas:

A Unidade Metacharnoenderbito/Ortopiroxênio-hornblenda-biotita gnaiss, que é correlata à Unidade Metacharnoenderbítica de Hoffmann (2016), à Unidade Ponte de Zinco de Dios (1995) e ao Complexo Juiz de Fora de Heilbron et al. (2007).

A Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss, que é homônima no trabalho de Hoffmann (2016) e classificada dentro da Megassequência Andrelândia por Heilbron et al. (2007) e correspondente à Unidade Metassedimentar Água Fria de Dios (1995).

A Unidade Metamáfica-metaultramáfica, que ocorre intercalada na Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss de Hoffmann (2016) e é incluída na Megassequência Andrelândia de Heilbron et al. (2007), mas sem correspondência com as unidades definidas por Dios (1995).

A Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera, que ocorre intercalada na Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss de Hoffmann (2016), sendo incluída na Megassequência Andrelândia de Heilbron et al. (2007) e na Unidade Migmatítica Macundu de Dios (1995).

A Unidade Metaígnea Intrusiva, correspondente à Unidade Granito Gnaiss Porfirítico de Hoffmann (2016) (litótipo granito gnaiss porfirítico) e à Unidade Migmatítica Macundu de Dios (1995).

A unidade mais antiga da área mapeada neste trabalho corresponde à Unidade Metacharnoenderbito/Ortopiroxênio-hornblenda-biotita gnaiss, com idade Arqueana (Metacharnoenderbito) de 2,65 Ga e Paleoproterozóica (Ortopiroxênio-hornblenda-biotita gnaiss) de 2,13 Ga, segundo dados presentes na tese de André (2014). Hoffmann (2016) interpreta o Opx-Hbl-Bt gnaiss como produto da fusão parcial do metacharnoenderbito, devido ao contato gradacional entre os dois litótipos.

Na região central do polígono, em escala mais regional, as rochas estão dispostas em uma grande sinformal revirada, na qual as rochas do embasamento estão diretamente em contato com a Unidade Metamáfica-metaultramáfica (vide mapa geológico-estrutural no Apêndice B). Esta estruturação indica que a Unidade Metamáfica-metaultramáfica é a

próxima na ordem cronológica, sobreposta ao embasamento, apesar de ainda não haver dados geocronológicos disponíveis para estas rochas.

No centro desta grande sinformal, e sobreposta em aparente concordância à Unidade Metamáfica-metaultramáfica, ocorre a Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera, que hospeda a Formação Ferrífera São João Marcos. Esta formação ferrífera foi datada no trabalho de Hoffmann (2016), o qual interpretou a idade de 713 Ma como limite superior da sedimentação do seu protólito, a partir de datação U-Pb (LA-ICPMS) em cristais de zircão. Os resultados de Hoffmann (2016) apontam ainda valores de ϵ_{Hf} predominantemente positivos, indicando derivação mantélica para a rocha fonte dos grãos analisados, possivelmente as metamáficas e metaultramáficas que ocorrem associadas.

Estratigraficamente acima da Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera, e em aparente concordância a ela, foi depositado o protólito da Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss, também datada no trabalho de Hoffmann (2016), o qual interpretou a idade de 703 Ma como limite superior da sedimentação, a partir de datação U-Pb (LA-ICPMS) em cristais de zircão.

A Unidade Metaígneia Intrusiva, como já mencionado no Capítulo 6 (Caracterização da Área), ocorre intrudindo as rochas supracitadas, e truncando os contatos entre os litotipos em escala de mapa. Apresenta a mesma foliação principal observada na área, sendo o protólito interpretado como um granito sin-colisional, com idade de cristalização de $623 \pm 5,6$ Ma (HOFFMANN, 2016), a partir de datação U-Pb (LA-ICPMS) em cristais de zircão.

A Tabela 7 sintetiza e correlaciona as unidades mapeadas neste trabalho com as unidades definidas em trabalhos anteriores.

Tabela 7 - Relação das unidades descritas neste trabalho e unidades mapeadas em trabalhos prévios.

Trabalho	RIOFINEX (1977)	Chaves (1987)	Dios (1995)	Heilbron et al. (2007)	Dutra (2013)	Pereira et al. (2016)	Hoffmann (2016)	A Autora (2018)	
Unidade descrita	Lorena	1	Unidade Migmatítica Macundu	Megasse-quência Andrelândia	Lorena	Lorena	Un. Granito-Gnaiss Porfírico	Un. Metaígneá Intrusiva	
	São Roque	3	Unidade Metassedimentar Água Fria		São Roque Média II	São Roque III	Un. Sill-Gr-Bi gnaiss	Un. Sill-Gr-Bi gnaiss	Un. Sill-Gr-Bi Gnaiss
					São Roque Média I	São Roque II			
					São Roque Inferior	São Roque I			
	Valadão	2	Unidade Migmatítica Macundu		Valadão Superior	Valadão III			Un. Quartzítica-Formação Ferrífera
				Valadão Média	Valadão II				
?	?	?	Valadão Inferior	Valadão I	Un. Metamáfica-Metaultramáfica				
Lorena	1	Unidade Granulítica Ponte de Zinco	Complexo Juiz de Fora	Lorena	Lorena	Un. Metacharnóderbítica e Gnaiss Granulítico	Un. Metacharnóderbítica e OPx-Hb-Bi Gnaiss		

Fonte: A autora, 2018.

8.2 Sobre os eventos de deformação e metamorfismo e relação com o contexto geológico regional

Para a Formação Ferrífera São João Marcos e rochas associadas, foram identificados pelo menos dois eventos de deformação dúcteis. O metamorfismo relacionado à deformação principal foi dividido em três etapas, sendo uma quarta etapa posterior ao evento D_n . Estes resultados estão sintetizados na Tabela 8.

As paragêneses mais antigas (E_1) registradas nas rochas estudadas são:

- a) Ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio nas rochas metamáficas/metaultramáficas;
- b) Sillimanita prismática, granada, ortopiroxênio (registro local), K-feldspato (microclina), plagioclásio e quartzo em gnaisses de protólito pelítico;
- c) Quartzo, solução sólida composta pelos membros magnetita + hercinita + ilmenita (titanomagnetita aluminosa) e localmente granada (composição

próxima da almandina) e ortopiroxênio (composição próxima da ferrosilita) na Formação Ferrífera São João Marcos.

Os minerais que compõem estas paragêneses são geralmente pré- S_n a cedo-sin S_n , e indicam o alcance de condições de metamorfismo em fácies granulito (temperatura estimada entre 860°C-1050°C e pressão entre 2-6 Kbar).

Contemporâneo ao desenvolvimento da principal foliação (sin a tardi S_n) (etapa E_2) registrada na área, ocorre:

- a) Substituição dos piroxênios por hornblenda (sin- S_n) e destes por biotita nas rochas metamáficas/ultramáficas (sin-tardi S_n), com pontual substituição da biotita por titanita e clorita (tardi- S_n);
- b) Substituição da sillimanita prismática por uma segunda geração de sillimanita acicular (sin- S_n), e de ambas por biotita no paragnaisse (sin-tardi S_n);
- c) Desenvolvimento cummingtonita-grunerita na FFSJM, por vezes substituindo ortopiroxênio (sin- S_n).

Esta etapa metamórfica (E_2) ocorre em processo retrometamórfico de facies granulito para fácies anfíbolito a xisto verde.

Nas rochas metamáficas/metaultramáficas, após o surgimento de hornblenda, ocorre o desenvolvimento de corona de granada no contato entre anfibólio/piroxênio e plagioclásio, indicando que ao final da etapa E_2 o resfriamento ocorreu sob pressão relativamente constante (trajetória de resfriamento isobárico IBC) (PASCHIER; MYERS; KRONER, 1990).

Após esta etapa, em torno das coroas de granada ocorre um crescimento simplectítico de plagioclásio com hornblenda ou piroxênio, indicando uma etapa pós- S_n (E_3) de descompressão isotérmica (ITD) (PASCHIER; MYERS; KRONER, 1990).

O surgimento da cummingtonita-grunerita e minerais opacos a partir de uma possível reação entre ortopiroxênio e hornblenda, indica uma nova etapa (E_4) em que houve aumento no grau metamórfico, retornando condições possivelmente de fácies anfíbolito a granulito. O campo de estabilidade da cummingtonita-grunerita é bastante vasto, a depender da sua composição em termos de X_{Gru} , variando de cerca de ~500-830°C e pressões de até 20 Kbar (GHIORSO; HIRSCHMANN; YANG, 1995).

Tabela 8 - Síntese dos eventos de deformação da área estudada, suas estruturas geradas e etapas de metamorfismo associadas.

D	Estruturas Geradas	Metamorfismo	Paragêneses		
			MM/MU	FFSJM	SGBG
D _n	* Dobras apertadas a isoclinais (F _n), afetando contatos litológicos e foliação anterior (S _{n-1}) * Foliação S _n mergulhando predominantemente para NW * Lineações (L _n) caindo predominantemente para NE	E ₁ (Facies Granulito) (pré a cedo-sin)	OpX+CPX+Pl	Qz+(Mag+Hc+Il) _{ss} ±Alm±OPX	(OpX)+Gr+ Sill+Pl+ K-F+Qz
	* Zonas de Cisalhamento NE-SW	E ₂ (Facies Anfibolito-Xisto Verde) (sin-tardi)	Hb+Pl±Act±Gr± Bi±Cl±Ti (resfriamento)	Cum-Gru	Sill+Bi+Qz+ Cl
	-	E ₂ (Facies Anfibolito-Xisto Verde) (tardi)	Coronas de granada (IBC)	-	-
Pós-D _n	-	E ₃ (Facies Xisto Verde?)	Simplectito OPX+Pl e Hb+Pl (ITD)	-	-
D _{n+1}	* Dobras abertas com plano axial subvertical *Lineações L _{n+1}	E ₄ (Facies Anfibolito) (Pós-D _n e/ou Sin-D _{n+1})	Cum-Gru+Op	-	-

Legenda: MM/MU (rochas metamáficas e metaultramáficas); FFSJM (Formação Ferrífera São João Marcos); SGBG (Unidade Sillimanita-granada-biotita gnaiss); E: etapa metamórfica.

Fonte: A autora, 2018.

Três intervalos de idades foram identificados no trabalho de Hoffmann (2016) pelo método U-Pb em zircão como sendo relacionadas a metamorfismo: 650-640 Ma (fácies granulito), 620-610 Ma (fácies anfibolito a xisto verde), os quais atribui ao contexto tectônico de desenvolvimento da porção sul da Faixa Brasília, e um terceiro evento (587-581 Ma) que coincide com o primeiro evento metamórfico da Faixa Ribeira.

Ao comparar as paragêneses identificadas neste trabalho com as informações antecedentes na dissertação de Hoffmann (2016), é possível que a etapa E₁ e E₂+E₃ correspondam, respectivamente, aos eventos M₁ e M₂ descritos por este autor. A etapa E₄, por ser definida por uma paragênese de grau mais alto que as anteriores (E₂+E₃), representaria um aumento no grau metamórfico, podendo estar relacionada ao metamorfismo M₃ de Hoffmann, e ao M₁ (HEILBRON et al., 2007) descrito para a Faixa Ribeira.

8.3 Sobre a litoquímica da Formação Ferrífera São João Marcos e metamáficas-metaultramáficas associadas e relação com petrografia e campo

8.3.1 Formação Ferrífera São João Marcos

A análise dos dados geoquímicos da Formação Ferrífera São João Marcos permitiu a observação das características sumarizadas a seguir:

- a) Predominância de Fe₂O₃+SiO₂, perfazendo mais de 97% do total de elementos maiores na forma de óxidos, com forte correlação negativa;
- b) Padrão de distribuição de elementos maiores em geral empobrecido com relação aos tipos Algoma (Arqueano) e Superior (Paleoproterozoico), à exceção do TiO₂.
- c) Concentração relativamente baixa de traços litófilos quando comparados com a crosta continental superior (UCC) (ex. Ba, U, Sr, Zr, Hf, etc.), de forma que a razão amostra/UCC é abaixo de 1;
- d) Concentração relativamente baixa de Al₂O₃ (<1 %) e Zr (<42 ppm), indicando aporte detrítico mínimo;
- e) Plotagem em diagramas Ti x Zr, Zr x Th, Th x Ti e Co+Co+Ni x \sum ETR em campos correspondentes a Formações Ferríferas Puras-impuras e Depósitos Hidrotermais;
- f) Anomalias positivas de Eu em três amostras (AFC-06, THM-278-A e THM-324-B) e levemente negativas em duas amostras (AFC-22-B e AFC-105);
- g) Anomalias levemente positivas (muito próximas a 1) de Ce (AFC-06, AFC-22-B, THM-278-A) e negativas (AFC-105 e THM-324-B).

A forte correlação negativa encontrada entre SiO_2 e Fe_2O_3 para a FFSJM reflete a sua caracterização petrográfica essencialmente bimodal, representada principalmente por quartzo e óxidos de ferro, característica esta presente em todos os exemplos de formação ferrífera pré-cambrianos.

Esta informação, associada à baixa concentração de elementos traço litófilos e Al_2O_3 , além das plotagens supracitadas, refletem uma natureza relativamente “limpa” do protólito e fornecem indícios de que a FFSJM possui características de precipitados químicos de origem hidrotermal. A pequena percentagem de contaminação crustal é observada em características petrográficas, como a presença de lamelas exsolvidas de espinélio (hercinita) e ilmenita.

As anomalias positivas pouco pronunciadas de Eu refletem a contribuição de fluidos hidrotermais de baixa temperatura para a origem do ferro desta formação ferrífera. As anomalias levemente negativas de Eu foram provavelmente diluídas em contribuintes terrígenos e/ou refletem um posicionamento da rocha em região em que o fluido hidrotermal perdeu sua temperatura. Como evidência, tem-se a amostra de controle AFC-24-A (sillimanita quartzito), que representa um protólito com alta porcentagem de sedimentos terrígenos intercalado com a formação ferrífera, mostrando uma anomalia de Eu negativa relativamente pronunciada. A amostra de formação ferrífera AFC-22-B, que ocorre em campo intercalada com sillimanita quartzitos, também apresentou anomalia negativa de Eu.

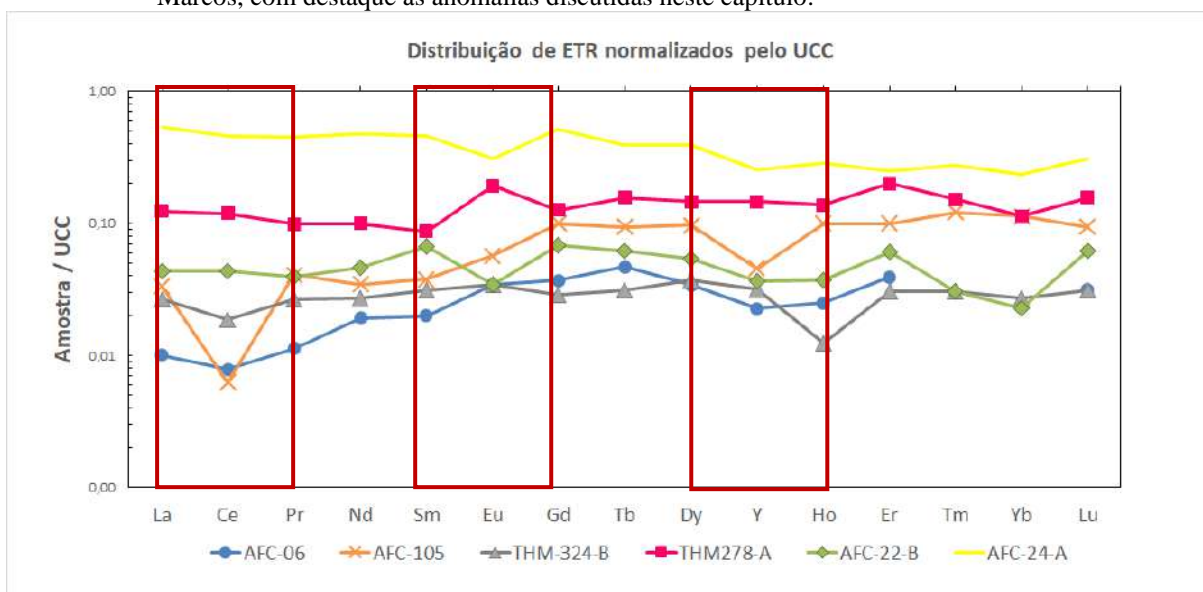
Quanto ao Ce, as amostras da FFSJM analisadas possuem anomalias irrelevantes (levemente positivas, mas muito próximas a 1), à exceção de duas amostras com anomalias negativas (AFC-105 e THM-324-B), sendo uma (AFC-105) relativamente pronunciada. É possível que as anomalias pouco pronunciadas reflitam uma precipitação do ferro em uma coluna de água relativamente anóxica (ou, pelo menos, abaixo das condições Eh necessárias para haver o desvio significativo do comportamento trivalente do Ce). Com relação às anomalias negativas, uma explicação plausível seriam efeitos de alteração supérgena. Alguns estudos de anomalias de Ce em formações ferríferas arqueanas (que em geral não apresentam anomalias de Ce consistentes) mostram que este efeito se deve à alteração em superfície (ex. BRAUN et al., 1990; VALETON et al., 1997). Neste caso, uma alternativa mais confiável para a interpretação das condições de oxidação do ambiente seria o uso de isótopos estáveis de Ce (KONHAUSER et al., 2017); portanto, basear-se apenas nas anomalias de Ce parece não fornecer respostas muito precisas.

As características acima mencionadas e os dados geocronológicos de Hoffmann (2016) para “quartzitos com magnetita” da área, em conjunto com as informações de campo, que mostram a associação direta da Formação Ferrífera São João Marcos com

metavulcânicas, e a não relação com depósitos glaciogênicos, levantam a possibilidade da mesma se tratar de uma Formação Ferrífera do tipo Algoma Neoproterozóico. Conforme discutido no Capítulo 4, a maioria dos exemplos neoproterozóicos são do tipo Rapitan, porém existem casos já mencionados em literatura de formações ferríferas neoproterozóicas não associadas a depósitos glaciais. É o caso, por exemplo, da Formação Ferrífera de Wadi-Karim e Um Anab (Egito), a qual não tem relação com depósitos glaciogênicos, sendo interpretada como depositada em um ambiente de arco vulcânico, conforme assinatura geoquímica das metavulcânicas associadas (BASTA et al., 2011). No Brasil, um exemplo é a formação ferrífera bandada correlata à Formação Jucurutu, interpretada como depositada em bacia do tipo *rift* (SIAL et al., 2015). Isto demonstra que formações do tipo Algoma Neoproterozóicas podem se formar tanto em ambientes compressivos quanto extensionais.

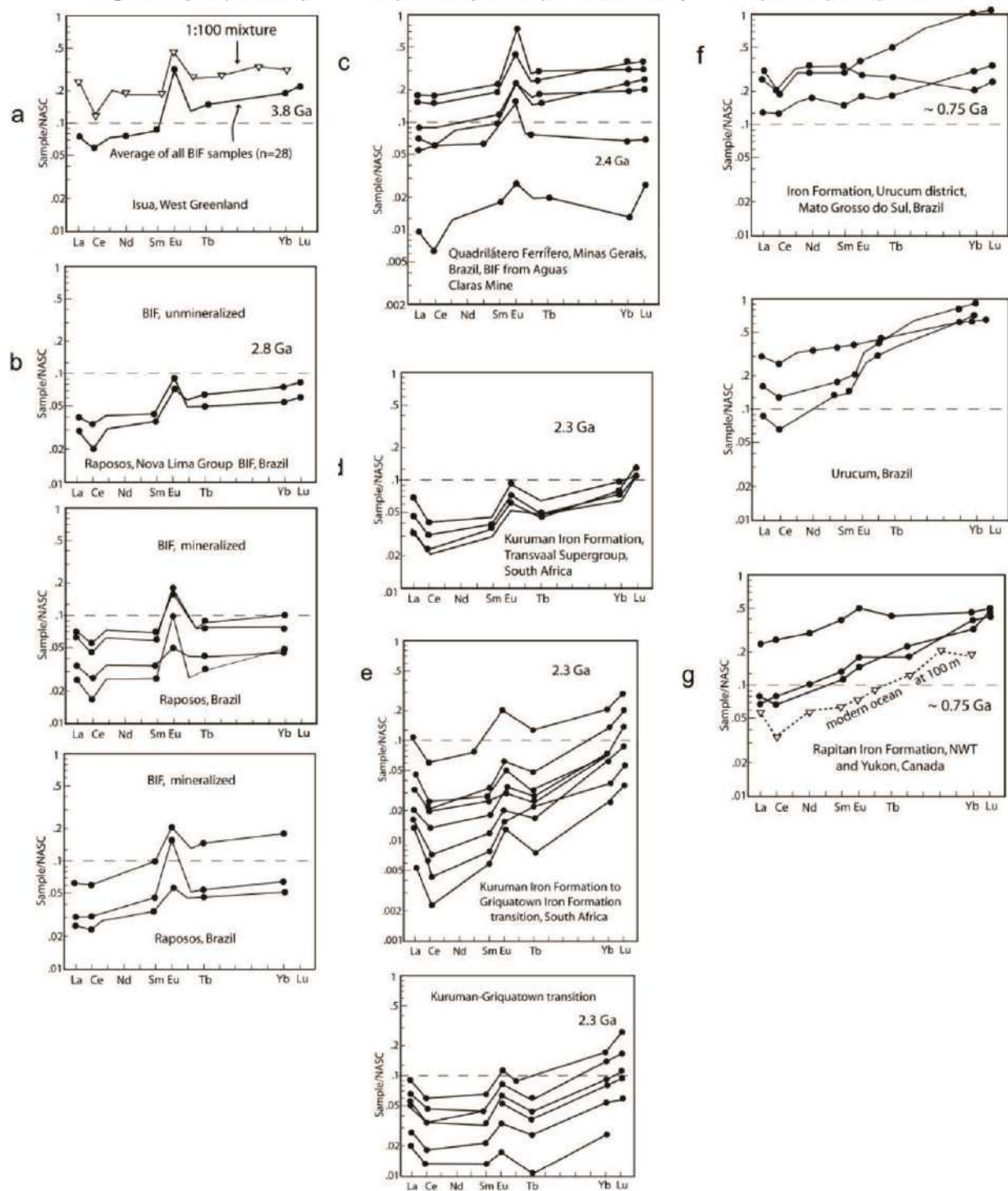
Quando comparamos as concentrações de elementos maiores da Formação Ferrífera São João Marcos com os diversos modelos de formações ferríferas, observa-se certa semelhança com o tipo Rapitan, porém este não se revela um bom critério, visto que padrões de elementos maiores são bastante variáveis de acordo com a localidade, e não parecem ser constantes até mesmo dentro da mesma categoria de formação ferrífera. Neste caso, os elementos terras raras se mostram mais fidedignos aos modelos genéticos. O Gráfico 15 corresponde ao padrão de distribuição de elementos terras raras normalizados pelo UCC, com destaque às anomalias aqui tratadas. As Figuras 59 e 60 correspondem a compilações de padrões de terras raras para os vários modelos de formações ferríferas arqueanas a neoproterozóicas. Normalizações com outros padrões (PAAS e NASC) mostram resultados semelhantes à normalização com UCC.

Gráfico 15 - Padrões de distribuição de elementos terras raras de amostras da Formação Ferrífera São João Marcos, com destaque às anomalias discutidas neste capítulo.



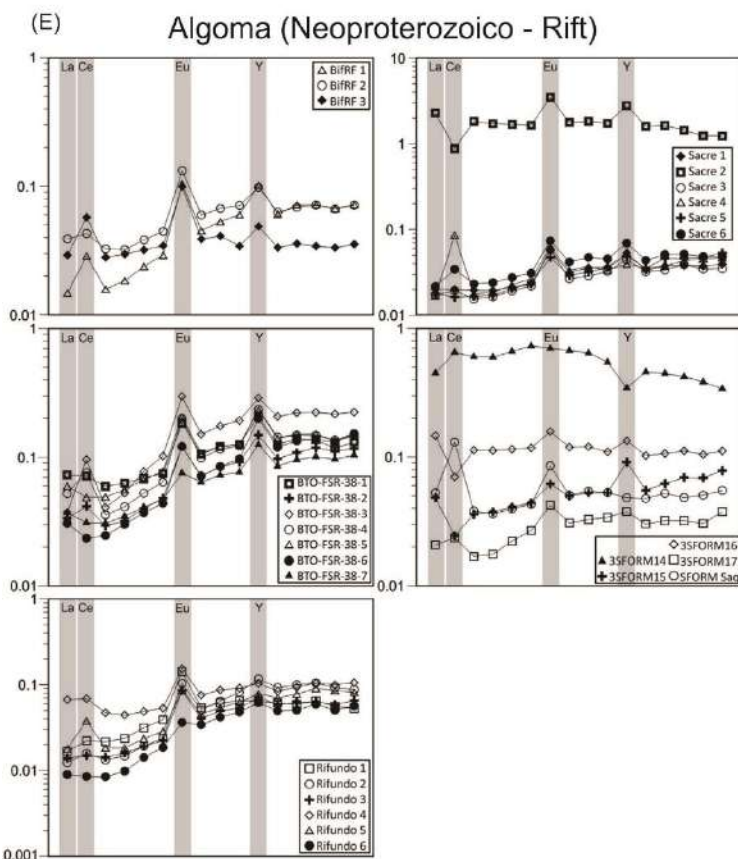
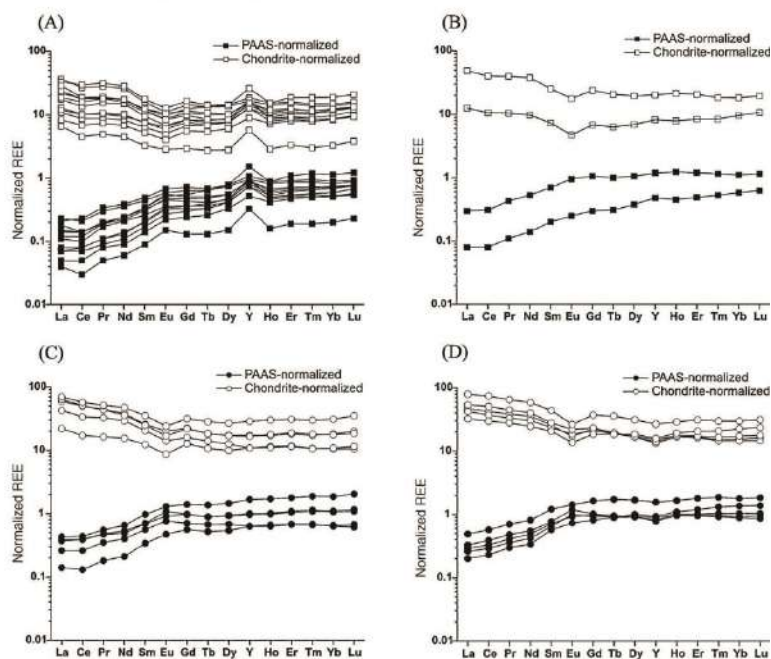
Fonte: A autora, 2018.

Figura 59 – Padrões de distribuição de elementos terras raras normalizados pelo NASC para os modelos de formação ferrífera Algoma arqueanos, Superior paleoproterozoicos e Rapitan neoproterozoicos.



Fonte: KLEIN (2005). Adaptado pela autora, 2018.

Figura 60 – Padrões de distribuição de ETRY normalizados para formações ferríferas neoproterozóicas do tipo Algoma. Algoma (Neoproterozoico - Arco de Ilhas)



Legenda: Formações ferríferas de ambiente compressional (A-D) e Extensional (E). Wadi Karim (A, B) e Um Anab (C e D), Egito e Jucurutu, Brasil (E). Normalização pelo A-D PAAS e Condrito e E) PAAS.

Fonte: (A-D) BASTA et al. (2011); (E) SIAL et al. (2015). Adaptado pela autora, 2018.

De acordo com os gráficos anteriores e dados na literatura, observa-se que formações ferríferas do tipo Algoma Neoproterozóico tendem a mostrar anomalias de Eu mais fracas (mas em geral, positivas) do que os exemplos arqueanos e paleoproterozoicos, e levemente mais pronunciadas que o tipo Rapitan ($Eu/Eu^* = 1,05-1,07$). As anomalias de Ce de formações do tipo Algoma Neoproterozóico também tendem a ser menos pronunciadas do que no tipo Rapitan ($Ce/Ce^* = 0,64-0,71$). Fracionamento dos ETR leves com relação aos pesados também é uma característica mais atenuada no tipo Algoma Neoproterozóico. Portanto, os padrões de distribuição de elementos terras raras deste estudo, quando comparadas com os gráficos acima, mostram grande semelhança com o tipo Algoma Neoproterozóico (extensional e compressional), corroborando o que foi proposto a partir dos dados de campo.

As anomalias de Y parecem ser predominantemente positivas a irrelevantes no tipo Algoma Neoproterozoico, e pontualmente negativas. Anomalias de Y podem estar associadas ao grau de contaminação por fases não carbonatadas, e/ou podem refletir a taxa de precipitação. As amostras da Formação Ferrífera São João Marcos mostram anomalias de Y (Y/Ho) levemente positivas a negativas, refletindo certo grau de contaminação e/ou taxas de precipitação mais lentas para aquelas que mostraram anomalias negativas ou ausentes (AFC-06, AFC-22-B e AFC-105) e uma maior “pureza” e/ou taxas mais rápidas para aquelas com anomalias positivas (THM-278-A e THM-324-B).

8.3.2 Rochas metamáficas e metaultramáficas

Conforme explicito no Capítulo 7, as rochas metamáficas e metaultramáficas analisadas mostraram assinaturas geoquímicas de basaltos tholeiíticos subalcalinos, com padrões de elementos traços e terras raras que se aproximam de basaltos do tipo N-MORB (AFC-88-E), E-MORB (AFC-73-B e AFC-67-B) e OIB (AFC-38-A, THM-28-C e THM-39-B).

Nos diagramas de discriminação tectônica, estas amostras mostram predominância de plotagem em campos definidos para magmatismo intraplaca (basaltos/lavas intraplaca – WPB; tholeiítos intraplaca – WPT; basaltos de ilhas oceânicas - OIB) (AFC-38-A, THM-28-C e THM-39-B), e magmatismo de cadeia meso-oceânica - MORB (AFC-73-B e AFC-67-B), corroborando a interpretação para os traços e terras raras. Basaltos tholeiíticos são

componentes predominantes em províncias basálticas continentais - CFB (COX et al., 1967). Além disso, segundo Hoffmann (1988), rochas metamáficas e metaultramáficas em associação com formações ferríferas tipo Algoma são comuns com assinaturas de basaltos tipo MORB (enriquecidos ou normais) e OIB.

Desta maneira, as características geoquímicas das metamáficas e metaultramáficas analisadas neste trabalho apontam para geração em um ambiente intraplaca extensional (tipo rifte), possivelmente tendo evoluído para um estágio de oceano restrito, conforme as assinaturas do tipo N-MORB observadas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

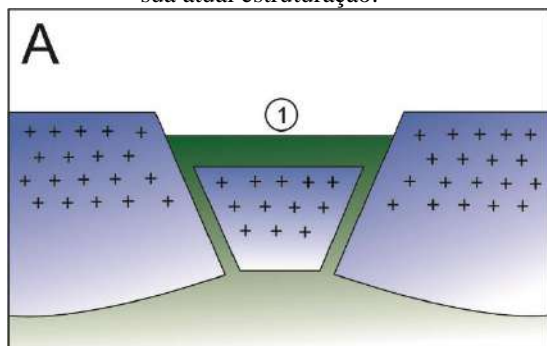
A partir da integração e interpretação dos dados de campo, petrografia, química e associações com trabalhos anteriores, especialmente o trabalho desenvolvido por Hoffmann (2016), pode-se concluir que:

- a) A formação ferrífera aqui denominada São João Marcos possui características de precipitados químicos, com certa contribuição de contaminantes terrígenos, sendo pertencente, com base na sua mineralogia, à fácies Óxido de James (1954), com intercalação local de fácies silicato (JAMES, 1954), demonstrado por regiões em que ocorre ortopiroxênio e granada.
- b) As diferenças texturais que permitiram a divisão entre Formações Bandadas e Formações Homogêneas podem ter relação com diferenças faciológicas do protólito, no entanto, é arriscado afirmar que são texturas primárias visto o alto grau de deformação e metamorfismo a que estas rochas foram submetidas. Contudo, é certo que o bandamento observado reflete uma alternância composicional de camadas mais ricas em ferro com camadas mais ricas em sílica presente no protólito, visto a forte correlação negativa entre Fe_2O_3 e SiO_2 , bem como o fato deste bandamento estar afetado pelos eventos de dobramento.
- c) A Formação Ferrífera São João Marcos, devido à sua direta associação com rochas metavulcânicas (máficas e ultramáficas) e características geoquímicas, trata-se de uma Formação Ferrífera do tipo Algoma Neoproterozóico, desenvolvida em ambiente intracontinental (tipo rifte) que pode ter atingido um estágio de oceano restrito, fato este também demonstrado pela assinatura geoquímica das metavulcânicas associadas. A Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaisse sotoposta representaria o estágio de transgressão marinha. A abertura desta bacia possivelmente acompanhou os estágios finais da quebra do supercontinente Rodinia, que ocorreu até aproximadamente 700 Ma. A datação desta formação ferrífera apresentada por Hoffmann (2016) (713 Ma) e citada nas discussões corrobora esta proposição. A origem do ferro está provavelmente associada à alteração das rochas vulcânicas por fluidos hidrotermais, demonstrado pelas anomalias positivas pouco pronunciadas de Eu.

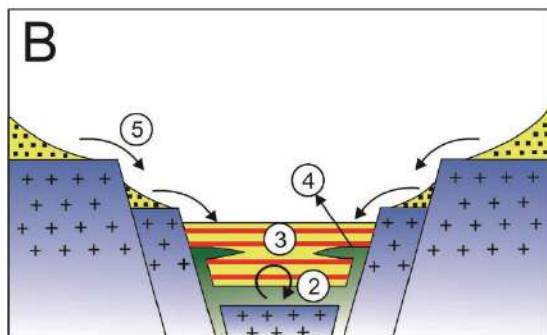
- d) A fase principal de deformação na área, responsável pelo intenso dobramento das unidades mapeadas e zonas de cisalhamento está relacionada a um metamorfismo com trajetória horária dividido em três etapas: a primeira é caracterizada por metamorfismo prógrado que culmina em assembleias de fácies granulito desenvolvidas no pico térmico; a segunda representa o início de metamorfismo retrógrado, com assembleias de transição de facies granulito para fácies anfíbolito-xisto verde e evidências de resfriamento sob pressão relativamente constante; e a terceira marcada pela formação de simplectitos entre Pl+OPx e Pl+Hb, como evidências de descompressão sob temperatura relativamente constante, provavelmente relacionada ao colapso orogênico. Estas etapas estão possivelmente ligadas ao desenvolvimento da porção sul da Faixa Brasília. Uma quarta etapa também foi identificada em uma lâmina de rocha metamáfica (THM-269-C), marcada pelo desenvolvimento de assembleia de mais alto grau metamórfico (cummingtonita-grunerita), posteriormente às três etapas supracitadas. Esta corresponde, possivelmente, ao evento M₁ (HELBRON et al., 2007) descrito para a Faixa Ribeira.
- e) As orientações do Enxame de Diques Ilha Grande-Resende (NNW, NS-NNE e NE), relacionados à quebra do Gondwana (GUEDES et al., 2016), se assemelham à orientação das principais falhas mapeadas no centro da área, o que levanta a possibilidade delas estarem correlacionadas.

Finalmente, a Figura 61 a seguir ilustra o modelo proposto para a origem da Formação Ferrífera São João Marcos, incluindo a deformação responsável por dobrar estas litologias e culminar na sua atual estruturação.

Figura 61 – Ilustração do modelo proposto para a origem da FFSJM, considerando a deformação responsável pela sua atual estruturação.



1. Abertura da bacia rifte e ascensão de magma máfico-ultramáfico

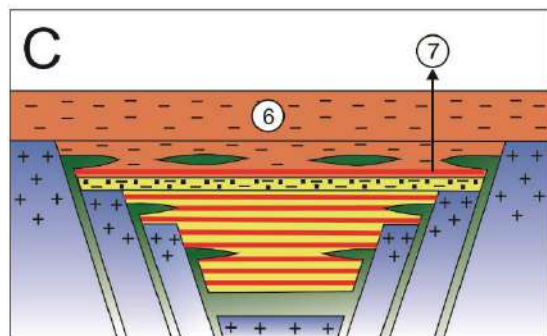


2. Desenvolvimento da bacia e alteração das rochas máficas e ultramáficas por fluidos hidrotermais de baixa temperatura

3. Precipitação da FFSJM

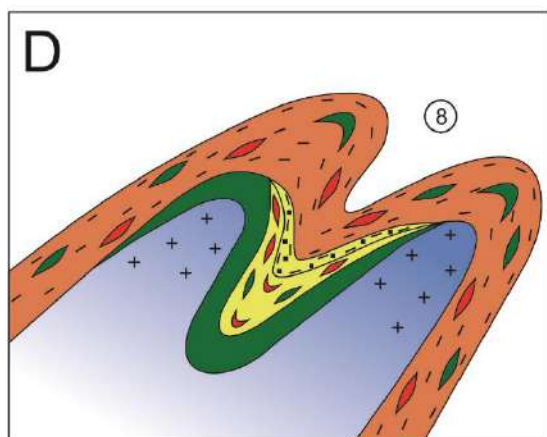
4. Rochas máficas e ultramáficas intrudem a FFSJM em menor volume, se aproveitando de condutos do rifte.

5. Concomitante deposição de material clástico (protólito do sillimanita-quartzito) que se mistura, em parte, com o precipitado



6. Deposição de pelitos - protólito do (Sillimanita)-granada-biotita gnaissse quando há transgressão marinha

7. Ocasional deposição de formação ferrífera pela alteração das máficas-ultramáficas que intrudem os sedimentos pelíticos



8. Evento D_1 , ocasionando dobramento da sequência vulcanossedimentar, com as (meta)máficas-(meta)ultramáficas (principal região de ocorrência) no centro de uma sinforme, sobrepostas ao embasamento.

Fonte: A autora, 2018

REFERÊNCIAS

- ALI, K. A.; STERN, R. J.; MANTON, W. I.; KIMURA, J.; KHAMEES, H. A. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb SHRIMP zircon dating of Neoproterozoic volcanic rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: new insights into the 750Ma crust-forming event. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 171, n. 1-4, p. 1-22, jun. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.002>.
- ALLING, H. L. Diagenesis of the Clinton hematite ores of New York. **Geological Society of America Bulletin**, [S.L.], v. 58, n. 11, p. 991-1018, 1947. Geological Society of America. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1947\)58\[991:dotcho\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1947)58[991:dotcho]2.0.co;2).
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 17, n. 1-2, p. 1-29, abr. 1981. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, 1998, Belo Horizonte, Anais..., SBG, p. 32.
- ANBAR, A. D.; DUAN, Y.; LYONS, T. W.; ARNOLD, G. L.; KENDALL, B.; CREASER, R. A.; KAUFMAN, A. J.; GORDON, G. W.; SCOTT, C.; GARVIN, J. A Whiff of oxygen before the Great Oxidation Event? **Science**, [S.L.], v. 317, n. 5846, p. 1903-1906, 28 set. 2007. American Association for the Advancement of Science (AAAS). <http://dx.doi.org/10.1126/science.1140325>.
- ANDRÉ, J. L. F. **Comparação entre o Complexo Juiz de Fora e a unidade granulítica Ponte de Zinco: geocronologia U-Pb em zircão (LA-ICPMS), geoquímica isotópica e composição das fontes geradoras**. 2014. 214 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.
- AZEVEDO, A. F. C. **Caracterização petrográfica e litoquímica de formações ferríferas do Rio Grande do Norte correlatas à Formação Jucurutu e ao Complexo Caicó, com implicações sobre sua gênese**. 2016. 158 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2016.
- BAAR, H. J. W. On cerium anomalies in the Sargasso Sea. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [S.L.], v. 55, n. 10, p. 2981-2983, out. 1991. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90463-f](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(91)90463-f).
- _____.; GERMAN, C. R.; ELDERFIELD, H.; VAN GAANS, P. Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [S.L.], v. 52, n. 5, p. 1203-1219, maio 1988. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90275-x](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(88)90275-x).
- _____.; BACON, M. P.; BREWER, P. G.; BRULAND, K. W. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic oceans. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [S.L.], v. 49, n. 9, p. 1943-1959, set. 1985. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90089-4](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(85)90089-4).

BALDWIN, G. J.; TURNER, E. C.; KAMBER, B. S. A new depositional model for glaciogenic neoproterozoic iron formation: insights from the chemostratigraphy and basin configuration of the Rapitan Iron Formation. Northwest Territories Geoscience Office Contribution 0052. **Canadian Journal of Earth Sciences**, [S.L.], v. 49, n. 2, p. 455-476, fev. 2012. Canadian Science Publishing. <http://dx.doi.org/10.1139/e11-066>.

BASEI, M. A. S.; FRIMMEL, H. E.; NUTMAN, A. P.; PRECIOZZI, F. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. **Geological Society, London, Special Publications**, [S.L.], v. 294, n. 1, p. 239-256, 2008. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp294.13>.

BASTA, F. F.; MAURICE, A. E.; FONTBOTÉ, L.; FAVARGER, P. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: implications for the origin of neoproterozoic BIF. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 187, n. 3-4, p. 277-292, jun. 2011. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.011>.

BAU, M.; DULSKI, P. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 79, n. 1-2, p. 37-55, jul. 1996. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9).

BEKKER, A.; KRAPEZ, B.; SLACK, J. F.; PLANAVSKY, N.; HOFMANN, A.; KONHAUSER, K. O.; ROUXEL, O. J. Iron Formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. **Economic Geology**, [S.L.], v. 105, p. 467-508, mar. 2010. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.2.379>.

BEUKES, N. J.; KLEIN, C. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from microbanded to granular iron-formation in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 47, n. 1-2, p. 99-139, abr. 1990. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(90\)90033-m](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(90)90033-m).

BJERRUM, C. J.; CANFIELD, D. E. Ocean productivity before about 1.9Gyr ago limited by phosphorus adsorption onto iron oxides. **Nature**, [S.L.], v. 417, n. 6885, p. 159-162, maio 2002. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/417159a>.

BLANCO, G.; RAJESH, H. M.; GAUCHER, C.; GERMS, G. J. B.; CHEMALE, F. Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): implications for the paleogeographic evolution of Southwestern Gondwana. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 171, n. 1-4, p. 57-73, jun. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.003>.

BOHLEN, S. R.; BOETTCHER, A. R. Experimental investigations and geological applications of orthopyroxene geobarometry. **American Mineralogist**, Canada, v. 66, n. 9-10, p. 951-964, 01 out. 1981.

_____.; WALL, V. J.; BOETTCHER, A. L. Geothermobarometry in Granulites. In: SAXENA, S. K. **Kinetics and equilibrium in mineral reactions**. Berlin: Springer-Verlag, 1983. p. 273.

BRANDT, R. T.; GROSS, G. A.; GRUSS, H.; SEMENENKO, N. P.; DORR, J. V. N. Problems of nomenclature for banded ferruginous-cherty sedimentary rocks and their metamorphic equivalents. **Economic Geology**, [S.L.], v. 67, n. 5, p. 682-684, 1 ago. 1972. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.67.5.682>.

BRATERMAN, P. S.; CAIRNS-SMITH, A. G.; SLOPER, R. W. Photo-oxidation of hydrated Fe^{2+} - significance for banded iron formations. **Nature**, [S.L.], v. 303, n. 5913, p. 163-164, maio 1983. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/303163a0>.

BRAUN, J.; PAGEL, M.; MULLER, J.; BILONG, P.; MICHAUD, A.; GUILLET, B. Cerium anomalies in lateritic profiles. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [S.L.], v. 54, n. 3, p. 781-795, mar. 1990. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90373-s](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(90)90373-s).

BUDDINGTON, A. F.; LINDSLEY, D. H. Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. **Journal of Petrology**, [S.L.], v. 5, n. 2, p. 310-357, 1 jan. 1964. Oxford University Press (OUP). <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>.

BYRNE, R. H.; LEE, J. H. Comparative yttrium and rare earth element chemistries in seawater. **Marine Chemistry**, [S.L.], v. 44, n. 2-4, p. 121-130, dez. 1993. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0304-4203\(93\)90197-v](http://dx.doi.org/10.1016/0304-4203(93)90197-v).

CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; JANASI, V. A.; MORAES, R. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: an ediacaran Western Gondwana collage, south of São Francisco Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 32, n. 4, p. 393-406, dez. 2011. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.006>.

_____.; CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints. **Tectonics**, [S.L.], v. 19, n. 4, p. 669-687, ago. 2000. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/1999tc900065>.

_____.; CIOFFI, C. R.; MORAES, R.; MOTTA, R. G.; SIGA, O.; BASEI, M. A. S. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 180, n. 3-4, p. 125-142, jul. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.010>.

_____.; JANASI, V. A.; BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.L.], v. 37, n. 4, p. 47-60, 1 dez. 2007. Sociedade Brasileira de Geologia. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.200737s44760>.

CASTANO, J. R.; GARRELS, R. M. Experiments on the deposition of iron with special reference to the Clinton iron ore deposits. **Economic Geology**, [S.L.], v. 45, n. 8, p. 755-770, 1 dez. 1950. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.45.8.755>.

CHAVES, M. L. S. **Geologia das mineralizações sulfetadas da região de Lídice – Rio Claro, Rio de Janeiro**. 1987. 187 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Instituto de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1987.

CHEMALE JUNIOR, F.; TAKEHARA, L. Gênese de minérios de ferro. In: _____. **Minério de ferro: geologia e geometalurgia**. São Paulo: Edgar Blucher, 2013. Cap. 2. p. 23-34.

CLOUD, P. E. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth: both secular accretion and biological and geochemical processes have affected Earth's volatile envelope. **Science**, [S.L.], v. 160, n. 3829, p. 729-736, 17 maio 1968. American Association for the Advancement of Science (AAAS). <http://dx.doi.org/10.1126/science.160.3829.729>.

COX, G. M.; HALVERSON, G. P.; MINARIK, W. G.; HERON, D. P.; MACDONALD, F. A.; BELLEFROID, E. J.; STRAUSS, J. V. Neoproterozoic iron formation: an evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance. **Chemical Geology**, [S.L.], v. 362, p. 232-249, dez. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.08.002>.

COX, K. G.; MCDONALD, R.; HORNUNG, G. Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of Southern Africa. **American Mineralogist**, [S. L.], v. 52, n. 9-10, p. 1451-1474, out. 1967.

DANIELSON, A.; MÖLLER, P.; DULSKI, P. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. **Chemical Geology**, [S.L.], v. 97, n. 1-2, p. 89-100, maio 1992. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90137-t](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(92)90137-t).

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes das rochas: uma introdução**. 4. ed. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 2010. 727 p.

DIMROTH, E. Aspects of the sedimentary petrology of cherty iron formation. In: WOLF, K. H. (ed.). **Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits**. 7. ed. Amsterdam: Elsevier, 1976. p. 203-254.

DIOS, F. R. B. **Geologia, petrologia e metamorfismo dos terrenos de alto grau da porção norte da Folha Mangaratiba, RJ – 1:50.000**. 1995. 135 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.

DUTRA, A. C. D. **Metalogenia em terrenos de alto grau: as mineralizações sulfetadas de Rio Claro, RJ**. 2013. 126 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

DYMEK, R. F.; KLEIN, C. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 MA Isua supracrustal belt, West Greenland. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 39, n. 4, p. 247-302, ago. 1988. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90022-8](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(88)90022-8).

ECKSTRAND, O R. Canadian mineral deposit types: a geological synopsis. **Geological Survey of Canada**, [S.L.], p. 1-98, 1984. Natural Resources Canada/ESS/Scientific and Technical Publishing Services. <http://dx.doi.org/10.4095/120000>.

FERNANDES, A. J. As unidades regionais do Complexo Embu e seu embasamento, no leste do Estado de São Paulo. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, 1991, São Paulo, **Atas...**, SBG, p. 501-508.

FERNANDES, A. J.; CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. O Complexo Embú no leste do Estado de São Paulo: limites e evolução geológica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Natal, **Anais...**, SBG, p. 2755-2763.

FREI, R.; GAUCHER, C.; POULTON, S. W.; CANFIELD, D. E. Fluctuations in precambrian atmospheric oxygenation recorded by chromium isotopes. **Nature**, [S.L.], v. 461, n. 7261, p. 250-253, set. 2009. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/nature08266>.

_____.; GAUCHER, C.; STOLPER, D.; CANFIELD, D. E. Fluctuations in late Neoproterozoic atmospheric oxidation — Cr isotope chemostratigraphy and iron speciation of the late Ediacaran lower Arroyo del Soldado Group (Uruguay). **Gondwana Research**, [S.L.], v. 23, n. 2, p. 797-811, mar. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.004>.

FRU, E. C.; RODRÍGUEZ, N. P.; PARTIN, C. A.; LALONDE, S. V.; ANDERSSON, P.; WEISS, D. J.; ALBANI, A. E.; RODUSHKIN, I.; KONHAUSER, K. O. Cu isotopes in marine black shales record the Great Oxidation Event. **Proceedings of The National Academy of Sciences**, [S.L.], v. 113, n. 18, p. 4941-4946, 18 abr. 2016. Proceedings of the National Academy of Sciences. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1523544113>.

GARRELS, R. M.; PERRY, E. A.; MACKENZIE, F. T. Genesis of Precambrian iron-formations and the development of atmospheric oxygen. **Economic Geology**, [S.L.], v. 68, n. 7, p. 1173-1179, 1 nov. 1973. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.68.7.1173>.

GAUCHER, C. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 120, n. 3-4, p. 241-278, 10 fev. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268\(02\)00140-7](http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268(02)00140-7).

_____.; SIAL, A. N.; FREI, R. Chemostratigraphy of Neoproterozoic banded iron formations (BIF). **Chemostratigraphy**, [S.L.], p. 433-449, 2015. Elsevier. <http://dx.doi.org/10.1016/b978-0-12-419968-2.00017-0>.

_____.; FINNEY, S.; POIRE, D.; VALENCIA, V.; GROVE, M.; BLANCO, G.; PAMOUKAGHLIAN, K.; PERAL, L. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata craton. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 167, n. 1-2, p. 150-170, 10 nov. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.006>.

GHIORSO, M. S.; EVANS, B. W.; HIRSCHMANN, M. M.; YANG, H. Thermodynamics of the amphiboles: Fe-Mg cummingtonite solid solution. **American Mineralogist**, [S.L.], v. 80, n. 5-6, p. 502-519, 1 jun. 1995. Mineralogical Society of America. <http://dx.doi.org/10.2138/am-1995-5-611>.

GROMET, L. P.; HASKIN, L. A.; KOROTEV, R. L.; DYMEK, R. F. The “North American Shale Composite”: its compilation, major and trace element characteristics. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [S.L.], v. 48, n. 12, p. 2469-2482, dez. 1984. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90298-9](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(84)90298-9).

GROSS, G. A. A classification of iron formations based on depositional environments. **Canadian Mineralogist**, [S.L.], v. 18, n. 2, p. 215-222, maio 1980.

GROSS, G. A. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. **Precambrian Research**. Amsterdam, n. 20, p. 171-187, 1983. Elsevier.

_____. **Geology of iron deposits in Canada**: iron deposits in the appalachian and grenville regions of Canada. 2. ed. Department of Mines and Technical Surveys, 1965. 181 p.

_____.; MCLEOD, C. R. A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada. **Canadian Mineralogist**, [S.L.], v. 18, n. 2, p. 223-229, maio 1980.

GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J. C. H.; SZATMARI, P. Evidence of Gondwana early rifting process recorded by Resende-Ilha Grande Dike Swarm, southern Rio de Janeiro, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 67, p. 11-24, abr. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.004>.

HASUI, Y. Evolução polifásica do pré-cambriano a leste de São Paulo. **Boletim do Instituto de Geociências da USP**: Série Científica, São Paulo, v. 6, n. 1, p. 95-108, out. 1975.

HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C.; SILVA, L. G.; PALERMO, N.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B. P.; VALLADARES, C.; RAMOS, R.; SANSON, M.; GUEDES, E.; GONTIJO, A.; NOGUEIRA, J. R.; VALERIANO, C.; RIBEIRO, A.; RAGATKI, D.; MIRANDA, A.; SANCHES, L.; MELO, C. L.; ROIG, H.; DIOS, F. R.; FERNANDEZ, G.; NEVES, A.; GUIMARÃES, P.; DOURADO, F.; LACERDA, V. G. 2007. **Geologia da folha Volta Redonda SF.23-Z-A-V (1:100.000)**. Rio de Janeiro/São Paulo: UERJ/CPRM, 181p.

_____.; DUARTE, B. P.; VALERIANO, C. M.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N.; NOGUEIRA, J. R. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 178, n. 1-4, p. 136-148, abr. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.002>.

_____.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, [S.L.], v. 125, n. 1-2, p. 87-112, jul. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268\(03\)00082-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268(03)00082-2).

_____.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. **Atlantic Rifts and Continental Margins**, [S.L.], p. 1-32, 2000. American Geophysical Union. <http://dx.doi.org/10.1029/gm115p0001>.

_____.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R.; JANASI, V. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, B.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Eds.) **Geologia do continente Sul-Americano**: uma evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.203-234.

_____.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA, O.; TROUW, R. Correlation of neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. **Geological Society, London, Special Publications**, [S.L.], v. 294, n. 1, p. 211-237, 2008. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp294.12>.

HOFFMANN, T. H. S. **Estudo da Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e seu significado no contexto da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira.**

2016. 187 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

HOLLAND, H. D. The Oceans: a possible source of iron in iron-formations. **Economic Geology**, [S.L.], v. 68, n. 7, p. 1169-1172, 1 nov. 1973. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.68.7.1169>.

_____. Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [S.L.], v. 66, n. 21, p. 3811-3826, nov. 2002. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037\(02\)00950-x](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037(02)00950-x).

HUSTON, D. L.; LOGAN, G. A. Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. **Earth and Planetary Science Letters**, [S.L.], v. 220, n. 1-2, p. 41-55, mar. 2004. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00034-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00034-2).

ILYIN, A. V. Neoproterozoic banded iron formations. **Lithology and Mineral Resources**, [S.L.], v. 44, n. 1, p. 78-86, jan. 2009. Pleiades Publishing Ltd. <http://dx.doi.org/10.1134/s0024490209010064>.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, [S.L.], v. 8, n. 5, p. 523-548, 1 maio 1971. Canadian Science Publishing. <http://dx.doi.org/10.1139/e71-055>.

JAMES, H. Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. In: FLEISCHER, M. (ed.). **Data of Geochemistry**. 6. ed. Washington: U. S. Government Printing Office, 1966. p. 66.

JAMES, H. L. Sedimentary facies of iron-formation. **Economic Geology**, [S.L.], v. 49, n. 3, p. 235-293, 1 maio 1954. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.49.3.235>.

JENSEN, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Misc. Pap. p. 66.

KATO, Y.; YAMAGUCHI, K. E.; OHMOTO, H. Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen. **Evolution of early Earth's atmosphere, hydrosphere, and biosphere - constraints from ore deposits**, [S.L.], p. 269-289, 2006. Geological Society of America. [http://dx.doi.org/10.1130/2006.1198\(16\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.1198(16)).

KIMBERLEY, M. M. Geochemical distinctions among environmental types of iron formations. **Chemical Geology**, [S.L.], v. 25, n. 3, p. 185-212, maio 1979. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(79\)90141-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(79)90141-4).

_____. Paleoenvironmental classification of iron formations. **Economic Geology**, [S.L.], v. 73, n. 2, p. 215-229, 1 abr. 1978. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.73.2.215>.

KLEIN, C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. **American**

Mineralogist, [S.L.], v. 90, n. 10, p. 1473-1499, 1 out. 2005. Mineralogical Society of America. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2005.1871>.

KLEIN, C.; BEUKES, N. J. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. **Economic Geology**, [S.L.], v. 84, n. 7, p. 1733-1774, 1 nov. 1989. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.84.7.1733>.

_____.; BEUKES, N. J. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada. **Economic Geology**, [S.L.], v. 88, n. 3, p. 542-565, 1 maio 1993. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.88.3.542>.

_____.; LADEIRA, E. A. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected siliceous manganese formations from the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. **Economic Geology**, [S.L.], v. 99, n. 6, p. 1233-1244, 1 set. 2004. Society of Economic Geologists. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1233>.

_____.; LADEIRA, E. A. Geochemistry and petrology of some Proterozoic banded iron-formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, Ontario, p. 405-428, mar. 2000.

KONHAUSER, K. O.; AMSKOLD, L.; LALONDE, S. V.; POSTH, N. R.; KAPPLER, A.; ANBAR, A. Decoupling photochemical Fe (II) oxidation from shallow-water BIF deposition. **Earth and Planetary Science Letters**, [S.L.], v. 258, n. 1-2, p. 87-100, jun. 2007. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.026>.

_____.; PECOITS, E.; LALONDE, S. V.; PAPINEAU, D.; NISBET, E. G.; BARLEY, M. E.; ARNDT, N. T.; ZAHNLE, K.; KAMBER, B. S. Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event. **Nature**, [S.L.], v. 458, n. 7239, p. 750-753, abr. 2009. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/nature07858>.

_____.; PLANAVSKY, N. J.; HARDISTY, D.; ROBBINS, L. J.; WARCHOLA, T. J.; HAUGAARD, R.; LALONDE, S. V.; PARTIN, C. A.; OONK, P. B. H.; TSIKOS, H. Iron formations: a global record of neoarchaeon to palaeoproterozoic environmental history. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 172, p. 140-177, set. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.012>.

KRUMBEIN, W. C.; GARRELS, R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. **The Journal of Geology**, [S.L.], v. 60, n. 1, p. 1-33, jan. 1952. University of Chicago Press. <http://dx.doi.org/10.1086/625929>.

LEGRAND, J. M.; SÁ, J. M.; SANTOS, L. Tilito neoproterozóico intercalado nas metasupracrustais da Faixa Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008, **Anais...**, Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008.

LIU, X. M.; KAH, L. C.; KNOLL, A. H.; CUI, H.; KAUFMAN, A. J.; SHAHAR, A.; HAZEN, R. M. Tracing Earth's O₂ evolution using Zn/Fe ratios in marine carbonates. **Geochemical Perspectives Letters**, [S.L.], v. 2, n. 1, p. 24-34, 2 dez. 2015. European Association of Geochemistry. <http://dx.doi.org/10.7185/geochemlet.1603>.

- MACAMBIRA, J. B.; SCHRANK, A. Químio-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA). **Revista Brasileira de Geociências**, [S.L.], v. 32, n. 4, p. 567-578, 1 dez. 2002. Sociedade Brasileira de Geologia. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2002324567578>.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 79, n. 3-4, p. 347-361, set. 1996. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00103-4](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(95)00103-4).
- MANTOVANI, M. M.; QUINTAS, M. C. L.; SHUKOWSKY, W.; NEVES, B. B. B. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. **Episodes**, [S.L.], v. 28, n. 1, p. 18-22, 1 mar. 2005. International Union of Geological Sciences. <http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2005/v28i1/002>.
- MAURICE, A. E. **Petrology and geochemistry of the banded iron-formation of some localities in the Eastern and Western Deserts of Egypt**. 2006. 383 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Cairo University, Cairo, 2006.
- MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**, [S.L.], v. 120, n. 3-4, p. 223-253, mar. 1995. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- MCLENNAN, S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, [S.L.], v. 21, n. 1, p. 169-200, jan. 1989.
- MELNINK, Y. P. **Precambrian iron formations: physicochemical conditions of formation**. Amsterdam: Elsevier, 1982. 323 p.
- MIDDLEMOST, E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rock system. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 37, n. 3-4, p. 215-224, dez. 1994. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- MISRA, K. C. Precambrian Iron Formations. In: _____. **Understanding Mineral Deposits**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2000. Cap. 15. p. 660-697.
- PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R. R.; TROUW, R. J. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 200-202, mar. 2000.
- PASCHIER, C.; KRONER, A.; MYERS, A. **Field geology of high grade gneiss terrains**. Berlin: Springer, 1990. 150 p.
- PEARCE, J. A.; NORRY, M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. **Contributions to mineralogy and petrology**, [S.L.], v. 69, n. 1, p. 33-47, 1979. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/bf00375192>.
- PEARCE, J. Trace Elements Characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (ed.). **Andesites: orogenic andesites and related rocks**. New York: John Wiley and Sons, 1982. p. 525-548.

PEARCE, J.A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth and Planetary Science Letters**, [S.L.], v. 19, n. 2, p. 290-300, jun. 1973. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90129-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(73)90129-5).

PECOITS, E.; GINGRAS, M. K.; BARLEY, M.; KAPPLER, A.; POSTH, N. R.; KONHAUSER, K.O. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 172, n. 1-2, p. 163-187, jul. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.014>.

PEREIRA, R. M.; DUTRA, A. C.; SILVA, F.; SALOMÃO, M.; GERALDES, M. Depositional environments of supracrustal metasedimentary sequence and possible model for zinc mineralization of Rio Claro area, Rio de Janeiro State (Brazil). **Journal of Sedimentary Environments**, [S.L.], v. 1, n. 3, p. 348-359, 14 out. 2016. Universidade de Estado do Rio de Janeiro. <http://dx.doi.org/10.12957/jse.2016.26016>.

PETERNEL, R.; TROUW, R. A. J.; SCHMITT, R. S. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e ribeira no sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.L.], v. 35, n. 3, p. 297-310, 1 set. 2005. Sociedade Brasileira de Geologia. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2007353297310>.

PLANAUSKY, N.; BEKKER, A.; ROUXEL, O. J.; KAMBER, B.; HOFMANN, A.; KNUDSEN, A.; LYONS, T. W. Rare Earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [S.L.], v. 74, n. 22, p. 6387-6405, nov. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.021>.

POSTH, N. R.; KÖHLER, I.; SWANNER, E. D.; SCHRÖDER, C.; WELLMANN, E.; BINDER, B.; KONHAUSER, K. O.; NEUMANN, U.; BERTHOLD, C.; NOWAK, M. Simulating Precambrian banded iron formation diagenesis. **Chemical Geology**, [S.L.], v. 362, p. 66-73, dez. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.031>.

RENO, B. L.; BROWN, M.; KOBAYASHI, K.; NAKAMURA, E.; PICCOLI, P. M.; TROUW, R. A. J. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the southern Brasília Belt, Brazil. **Journal of The Geological Society**, [S.L.], v. 166, n. 6, p. 1013-1032, dez. 2009. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492008-140>.

_____.; BROWN, M.; PICCOLI, P. M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of high-pressure granulite nappes in the southern Brasília Belt, Brazil: implications for nappe exhumation. **American Journal of Science**, [S.L.], v. 310, n. 10, p. 1294-1332, 1 dez. 2010. American Journal of Science (AJS). <http://dx.doi.org/10.2475/10.2010.04>.

_____.; PICCOLI, P. M.; BROWN, M.; TROUW, R. A. J. In situ monazite (U-Th)-Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of hp granulites. **Journal of Metamorphic Geology**, [S.L.], v. 30, n. 1, p. 81-112, 21 set. 2011. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00957.x>.

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; ANDREIS, R. R.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São

João del Rei e Andrelândia, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Natal, **Anais...**, SBG, p. 2605-2614.

RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; VALENÇA, J. G. Evolução das bacias Proterozoicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 235-248, dez. 1995.

RIOFINEX DO BRASIL. **Projeto Rio Claro**: relatório final. Rio de Janeiro: Riofinex do Brasil, 1977.

ROBB, L. Sedimentary Ore-Forming Processes. In: _____. **Introduction to ore-forming processes**. Padstow: Blackwell, 2005. Cap. 5. p. 246-308.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, [S.L.], v. 133, n. 1-2, p. 29-61, ago. 2004. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.010>.

_____.; TROUW, R.; VAN SCHMUS, W. R.; ARMSTRONG, R.; STANTON, N. S. G. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through cretaceous saga of a reworked continental margin. **Brazilian Journal of Geology**, [S.L.], v. 46, n. 1, p. 37-66, jun. 2016. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201620150025>.

SHERVAIS, J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, [S.L.], v. 59, n. 1, p. 101-118, jun. 1982. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(82\)90120-0](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(82)90120-0).

SHOLKOVITZ, E. R.; SCHNEIDER, D. L. Cerium redox cycles and rare earth elements in the Sargasso Sea. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [S.L.], v. 55, n. 10, p. 2737-2743, out. 1991. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90440-g](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(91)90440-g).

SIAL, A. N.; CAMPOS, M. S.; GAUCHER, C.; FREI, R.; FERREIRA, V. P.; NASCIMENTO, R. C.; PIMENTEL, M. M.; PEREIRA, N. S.; RODLER, A. Algoma-type Neoproterozoic BIFs and related marbles in the Seridó Belt (NE Brazil): REE, C, O, Cr and Sr isotope evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 61, p. 33-52, ago. 2015. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.04.001>.

SIMONSON, B. M. Origin and evolution of large Precambrian iron formations. **Extreme Depositional Environments**: mega end members in geologic time, [S.L.], p. 231-244, 2003. Geological Society of America. <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.231>.

_____. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. **Geological Society of America Bulletin**, [S.L.], v. 96, n. 2, p. 244-252, 1985. Geological Society of America. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)962.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1985)962.0.co;2).

_____.; KAUFMAN, A. J. Banded iron formations and the early atmosphere. In: GORNITZ, V. (ed.). **Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2009. p. 85-87.

SÖLLNER, F.; TROUW, R. A. J. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais/Brazil), a post-transamazonian sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 10, n. 1, p. 21-28, jan. 1997. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0895-9811\(97\)00002-3](http://dx.doi.org/10.1016/s0895-9811(97)00002-3).

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society, London, Special Publications**, [S.L.], v. 42, n. 1, p. 313-345, 1989. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. The geochemical evolution of the continental crust. **Reviews of Geophysics**, [S.L.], v. 33, n. 2, p. 241-265, 1995. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/95rg00262>.

TOSTEVIN, R.; SHIELDS, G. A.; TARBUCK, G. M.; HE, T.; CLARKSON, M. O.; WOOD, R. A. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. **Chemical Geology**, [S.L.], v. 438, p. 146-162, nov. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027>.

TRENDALL, A. F. Classification and nomenclature of iron formation. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. **Iron-formations: facts and problems**. Amsterdam: Elsevier, 1983. p. 558.

_____. The Significance of Iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: ALTERMANN, W.; CORCORAN, P. L. (Eds.). **Precambrian sedimentary environments: a modern approach to ancient depositional systems**. Bodmin: Blackwell Science, 2002. p. 33-66.

TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J. C.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E. J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31th Geological Congress, 2000. p. 287-310.

_____.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. A. Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, 1994, Camboriu, **Anais...**, SBG, p. 234-235.

_____.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M.; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C. C.; FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H. H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 48, p. 43-57, dez. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.012>.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; SILVA, L. G. E.; MEDEIROS, S. R.; ALMEIDA, C. G.; MIRANDA, A. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. **Geonomos**, [S.L.], p. 67-79, 16 fev. 2013. GEONOMOS. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.108>.

_____.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 07-11, mar. 2000.

TURNOCK, A. C.; EUGSTER, H. P. Fe-Al Oxides: phase relationships below 1,000°C. **Journal of Petrology**, [S.L.], v. 3, n. 3, p. 533-565, 1 jan. 1962. Oxford University Press (OUP). <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/3.3.533>.

TYLER, S. A. Development of Lake Superior soft iron ores from metamorphosed iron formation. **Geological Society of America Bulletin**, [S.L.], v. 60, n. 7, p. 1101-1124, 1949. Geological Society of America. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1949\)60\[1101:dolssi\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1949)60[1101:dolssi]2.0.co;2).

VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, [S.L.], v. 294, n. 1, p. 197-210, 2008. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp294.11>.

_____.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.; SEER, H. J.; SIMÕES, L. S. U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 130, n. 1-4, p. 27-55, abr. 2004. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2003.10.014>.

VALETON, I.; SCHUMANN, A.; VINX, R.; WIENEKE, M. Supergene alteration since the upper cretaceous on alkaline igneous and metasomatic rocks of the Poços de Caldas ring complex, Minas Gerais, Brazil. **Applied Geochemistry**, [S.L.], v. 12, n. 2, p. 133-154, mar. 1997. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0883-2927\(96\)00060-1](http://dx.doi.org/10.1016/s0883-2927(96)00060-1).

VAN HISE, C. R.; LEITH, C. K. **The geology of Lake Superior region**. Washington: Government Printing Office, 1911. 756 p.

VAN SCHMUS, W. R.; NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P.C; FETTER, A. H; DANTAS, E. L; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 127, n. 4, p. 287-327, dez. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268\(03\)00197-9](http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268(03)00197-9).

VIEHMANN, S.; BAU, M.; BÜHN, B.; DANTAS, E. L.; ANDRADE, F. R. D.; WALDE, D. H. G. Geochemical characterisation of Neoproterozoic marine habitats: evidence from trace elements and Nd isotopes in the Urucum iron and manganese formations, Brazil. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 282, p. 74-96, set. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.006>.

VINAGRE, R.; TROUW, R. A.J.; MENDES, J. C.; DUFFLES, P.; PETERNEL, R.; MATOS, G. New evidence of a magmatic arc in the southern Brasília Belt, Brazil: the Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). **Journal of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 54, p. 120-139, out. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.05.002>.

WIDDEL, F.; SCHNELL, S.; HEISING, S.; EHRENREICH, A.; ASSMUS, B.; SCHINK, B. Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. **Nature**, [S.L.], v. 362, n. 6423, p. 834-836, abr. 1993. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/362834a0>.

WILDE, P.; QUINBY-HUNT, M. S.; ERDTMANN, B. The whole-rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies. **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 101, n. 1-2, p. 43-53, jan. 1996. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00020-8](http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(95)00020-8).

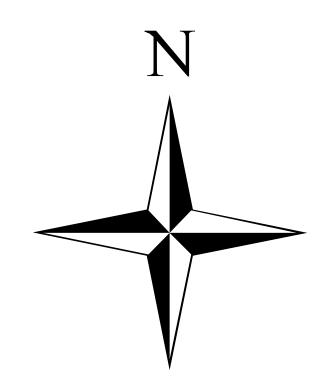
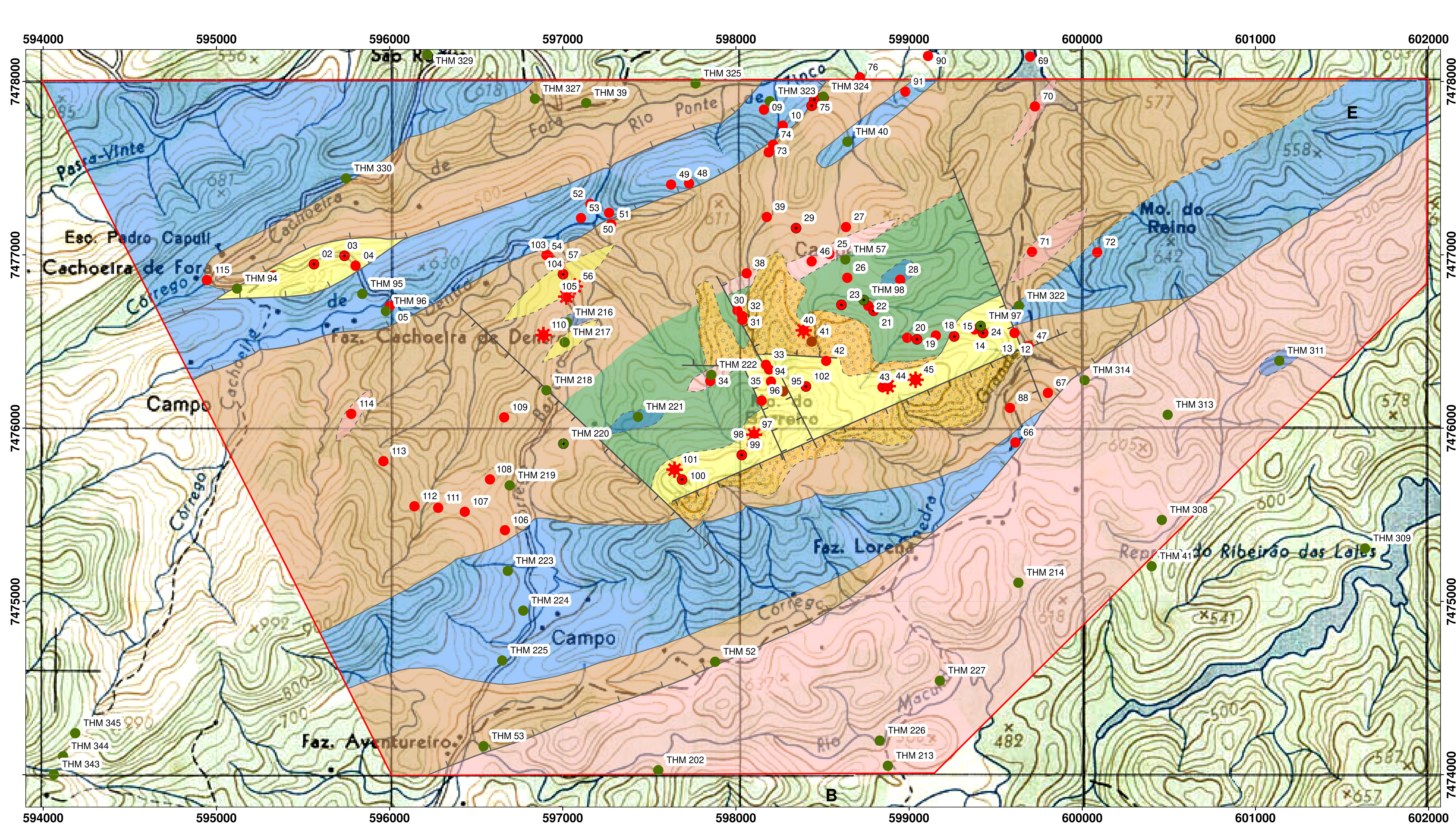
WINTER, J. D. **Principles of Igneous and Metamorphic Petrology**. London: Pearson, 2013. 702 p.

WOOD, D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. **Earth and Planetary Science Letters**, [S.L.], v. 50, n. 1, p. 11-30, out. 1980. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(80\)90116-8](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(80)90116-8).

YELLAPPA, T.; CHETTY, T. R. K.; SANTOSH, M. Precambrian iron formations from the Cauvery Suture Zone, Southern India: implications for sub-marine hydrothermal origin in neoproterozoic convergent margin settings. **Ore Geology Reviews**, [S.L.], v. 72, p. 1177-1196, jan. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.002>.



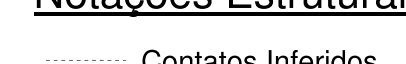

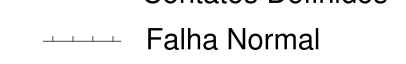





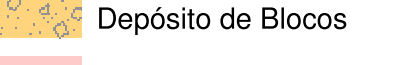
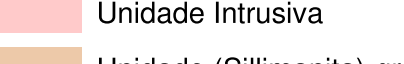
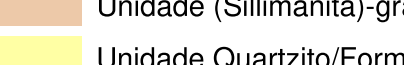
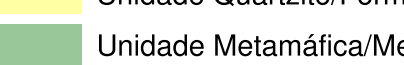

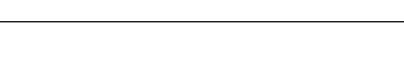
YOUNG, G. M. Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 3, n. 2, p. 137-158, mar. 1976. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(76\)90030-9](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(76)90030-9).

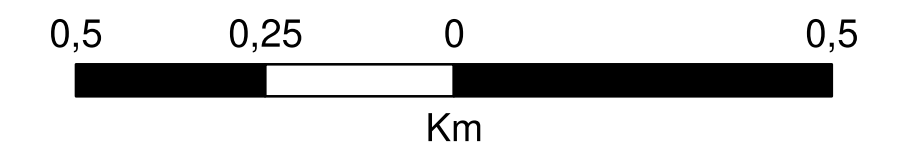
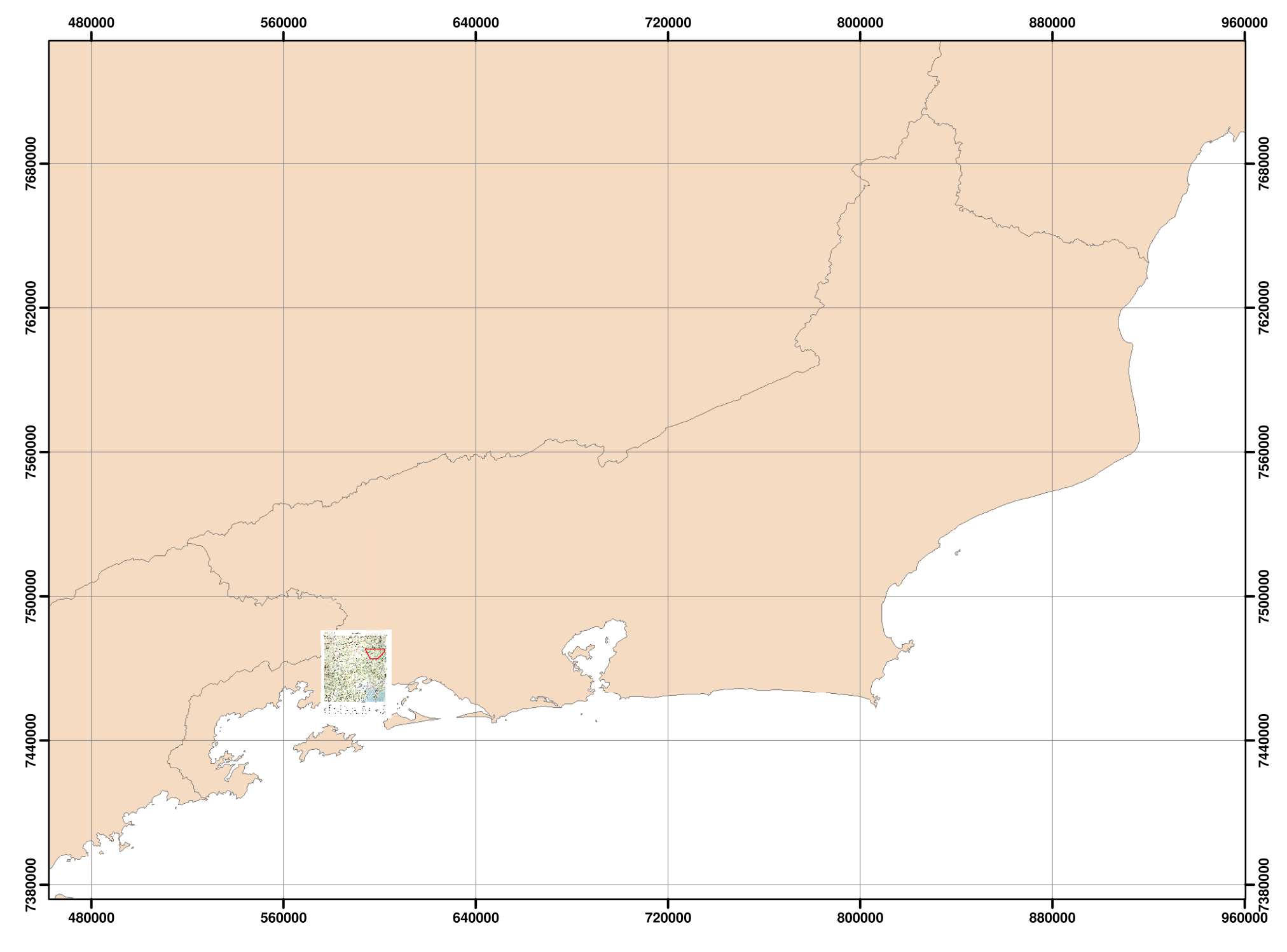
APÊNDICE A – Mapa de pontos



MAPA DE PONTOS - APÊNDICE A
 Parte integrante da dissertação: Geologia da
 Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro,
 Estado do Rio de Janeiro
 Dissertação de Mestrado - PPGABFM - FGE - UERJ
 Autor: Ariane Felix Coelho Azevedo
 Orientador: Rodrigo Peternel

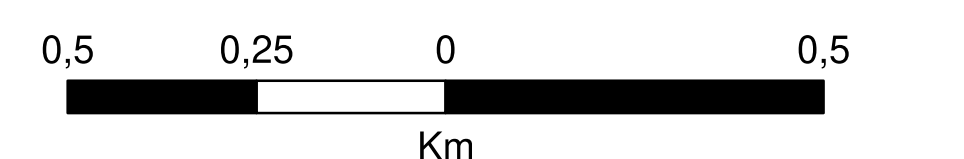
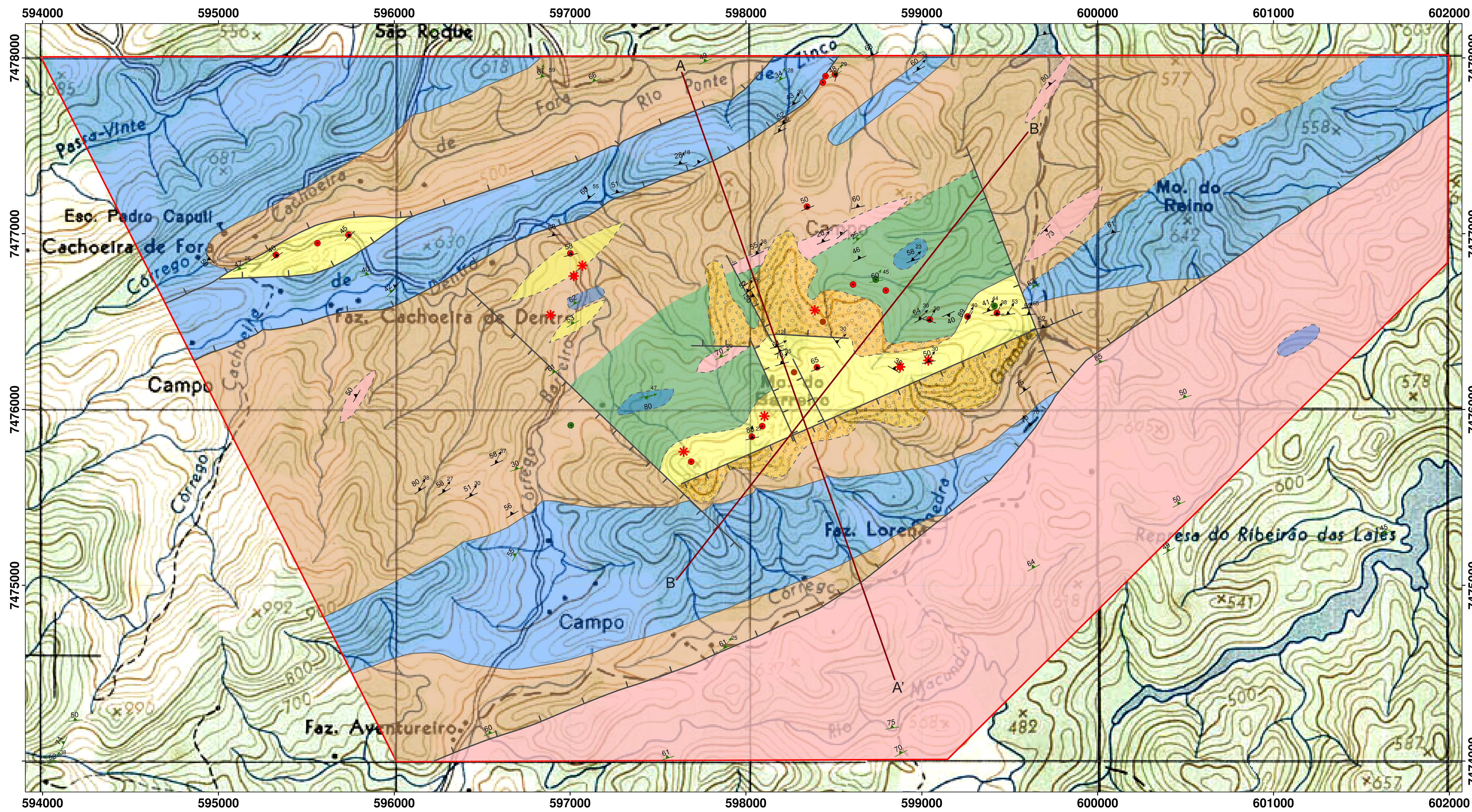
Legenda

Tipo de Ponto	Notações Estruturais	 Limite mapeado
 Pontos Cadastrados	 Contatos Inferidos	
 Formação Ferrífera	 Contatos Definidos	
 Formação Ferrífera (blocos)	 Falha Normal	
 Crosta Ferruginosa		
 Pontos Cadastrados (Hoffman, 2016)		
 Formação Ferrífera (Hoffman, 2016)		
Unidades Mapeadas		
 Depósito de Blocos		
 Unidade Intrusiva		
 Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaíse		
 Unidade Quartzito/Formação Ferrífera		
 Unidade Metamáfica/Metaultramáfica		
 Unidade Metacharnoeórbito/Gnaíse granulítico (Embasamento)		

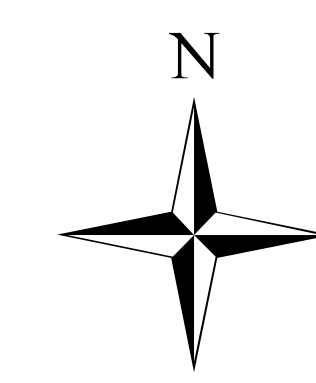


Escala 1:10.000
 Datum Córrego Alegre
 Zona 23 K
 Outubro de 2018

APÊNDICE B - Mapa geológico-estrutural (1:10.000) e perfis da área



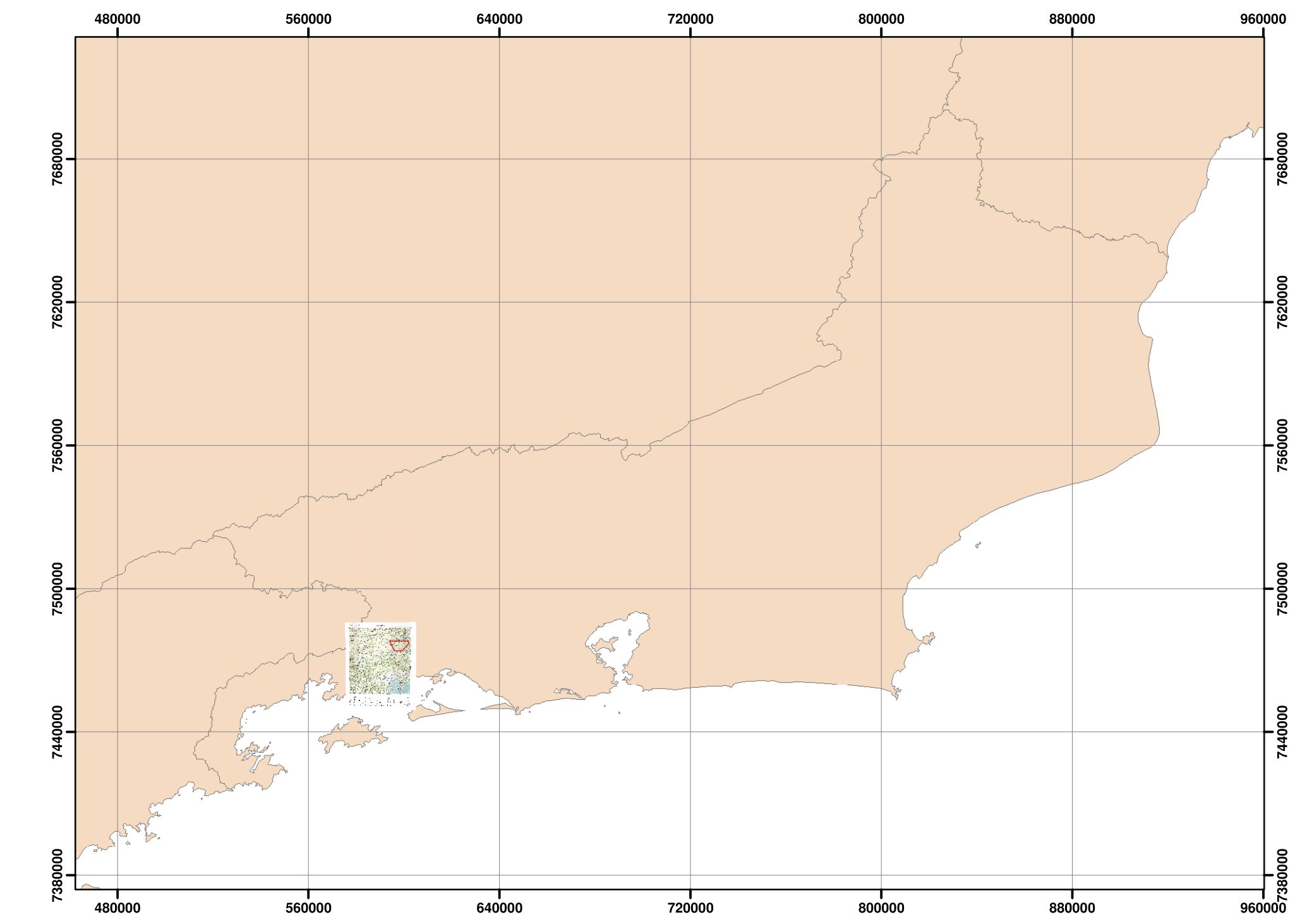
Escala 1:10.000
 Datum Córrego Alegre
 Zona 23 K
 Outubro de 2018



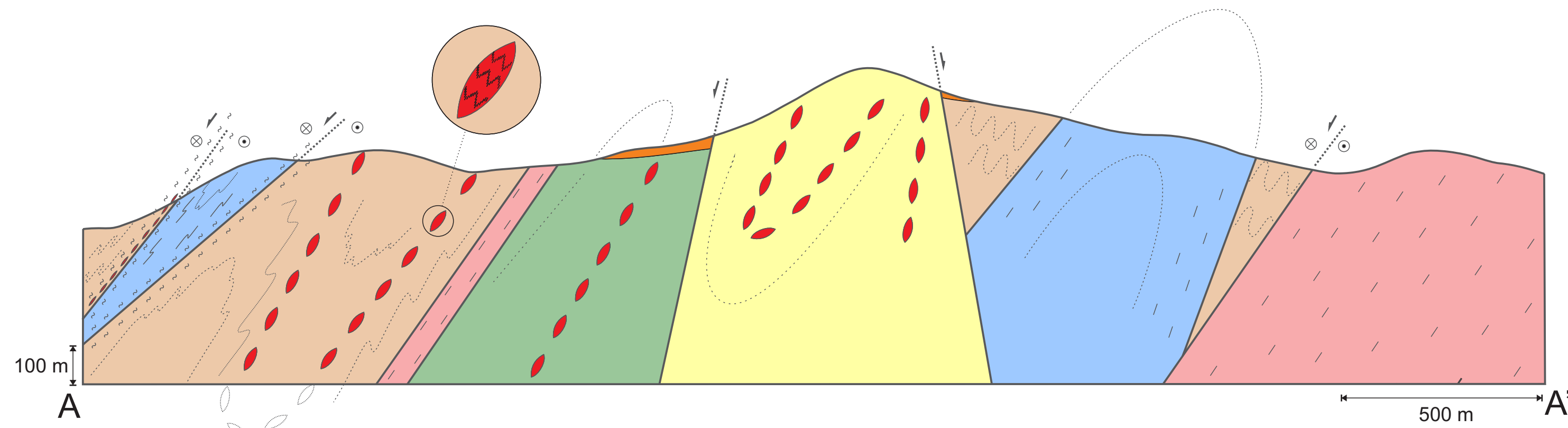
Mapa Geológico-Estrutural e Perfis Geológicos

APÊNDICE B
 Parte integrante da dissertação: Geologia da
 Formação Ferrifera São João Marcos, município de Rio Claro,
 Estado do Rio de Janeiro
 Dissertação de Mestrado - PPGABFM - FGEL - UERJ
 Autor: Ariane Felix Coelho Azevedo
 Orientador: Rodrigo Peternel

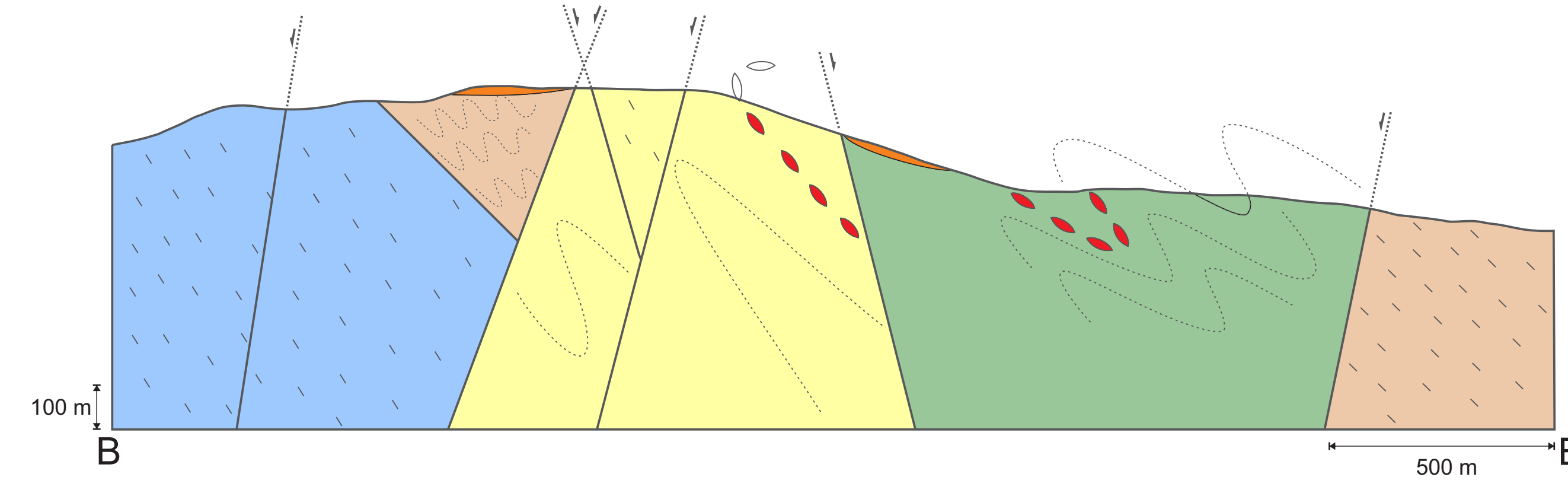
Legenda	
Tipo de Ponto	Notações Estruturais
● Formação Ferrifera	— Contatos Inferidos
★ Formação Ferrifera (bloco)	— Contatos Definidos
● Crosta Ferruginosa	— Falha Normal
● Formação Ferrifera (HOFFMAN, 2016)	— Foliações
	— Foliações (HOFFMAN, 2016)
	— Lineações (HOFFMAN, 2016)
Unidades Mapeadas	
RECENTE	
Depósito de Blocos	
NEOPROTEROZOICO	
ROCHAS META-INTRUSIVAS	
Unidade Meta-intrusiva - 623 Ma (HOFFMAN, 2016)	
SEQUENCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR	
Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss - 703 Ma (HOFFMAN, 2016)	
Unidade Quartzítica-formação ferrifera (FFSJM) - 713 Ma (HOFFMAN, 2016)	
Unidade Metamáfica-metaultamáfica	
ARQUEANO A PALEOPROTEROZOICO	
Unidade Metacharnóderbito/Ortopiroxênio-hornblenda-biotita gnaiss - 2,65 - 2,13 Ga (ANDRE, 2014)	



Perfil A-A'



Perfil B-B'



APÊNDICE C - Tabela de campo simplificada

Parte integrante da dissertação: Geologia da Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro, Estado do Rio de Janeiro

Dissertação de Mestrado – PPGABFM – FGEL – UERJ

Autor: Ariane Felix Coelho Azevedo

Orientação: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Ponto	X	Y	Elevação	Litologia (campo)	Mineralogia (campo)	Azimute L	Inclinação L	Azimute S	Inclinação S	Resumo
01	595327	7476879	526	FFM; xisto ultramáfico	FF (quartzo; magnetita; feldspato; granada); xis um (biotita; minerais argilosos)			325	40	FF foliada; aspecto milonítico; coloração cinza médio; intercalação de gnaiss c/ granada; intercalação de xisto arroxeadado; blocos com porfiroclastos lenticulares de feldspato
02	595563	7476946	545	FFM	Quartzo; magnetita					Bastante alterado
03	595739	7476994	560	FFM	Quartzo; magnetita			315	45	
04	595803	7476937	564	Diabásio	Plagioclásio; anfibólios; piroxênios; opacos					Provável dique; certo magnetismo observado
05	596001	7476705	532	Biotita gnaiss com anfibólio (embasamento)	K-feldspato; plagioclásio; quartzo; biotita; anfibólio			310	40	Bastante estirado na direção 40 Az; com porfiroclastos lenticulares de K-f simétricos; presença de bandamento; provavelmente embasamento
06	598506	7477906	476	FFB	Quartzo; magnetita			285	60	Intercalado em biotita paragnaisse
07	598468	7477907	478	Biotita gnaiss (paragnaisse)	Feldspato; quartzo; biotita					Possui textura mais grossa com relação ao anterior e menos micas
08	598452	7477896	480	FFM/ FFB	Quartzo; magnetita					Presença de níveis gnaissicos contendo granada
09	598161	7477837	455	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Feldspato; quartzo; micas; piroxênio					
10	598270	7477745	474	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Feldspato; quartzo; micas; piroxênio	30	30	330	43	Provavelmente do embasamento; possui porções migmatíticas
11	599675	7478464	421	Biotita gnaiss alterado (provavelmente paragnaisse)	Feldspato; quartzo; micas			340	56	Não é possível identificar o tipo de gnaiss por estar muito alterado. Alguns leucossomas visíveis; provavelmente paragnaisse
12	599608	7476549	421	Quartzito "impuro"	Quartzo; muscovita	16	65	354	52	Textura grossa, com foliação bastante marcada
13	599490	7476550	508	Quartzito "impuro"	Quartzo; muscovita	31	53	352	55	
14	599378	7476569	512	Quartzito "impuro"	Quartzo; muscovita; turmalina	29	44	341	41	Dobra a oeste deste ponto
15	599260	7476529	529	Quartzito "impuro"; FFH; metamáfica e metaultramáfica alteradas; xisto ultramáfico; diabásio	qzt imp (quartzo; muscovita; feldspato; turmalina); FF (quartzo; magnetita; muscovita); mm/mum (argilominerais); xis um (biotita; argilominerais)	31	40	300	89	Ocorrem intercalados níveis FF, níveis de xisto ultramáfico, rochas metamáficas/metaultramáfica alteradas cortados por diques graníticos e básicos
16	587371	7480792	500	Calciossilicática	Quartzo; piroxênio; anfibólio; biotita					Fora da área; intercalação de níveis quartzíticos. Camada e foliação dobradas
17	586037	7478741	631	Metamáfica e metaultramáfica alteradas; calciossilicática; diabásio (?)	Mm/mum (argilominerais); ccs (minerais esverdeados; quartzo)			317	53	Fora da área; rocha muito alterada, provavelmente metamáfica/metaultramáfica contendo enclave de rocha calciossilicática e cortada por intrusão básica (diabásio alterado) com estruturas circulares concêntricas
18	599154	7476534	521	Quartzito "impuro"; metamáfica alterada	Qzt imp (quartzo; muscovita); mm (argilominerais)			156	40	Quartzito intercalado em material alterado avermelhado, provavelmente metamáfica

19	599045	7476512	527	Quartzito "impuro"; FFB	Quartzo; magnetita; feldspato; muscovita	28	30	16	29	Quartzito com textura grossa, intercalado com níveis de quartzitos magnéticos (FFB) de textura fina
20	598989	7476521	527	Quartzito "impuro"; metamáfica alterada	Qzt imp (quartzo; feldspato; muscovita; turmalina); mm (argilominerais)	45	30	333	64	Quartzito com textura grossa intercalado com possível metamáfica; conjunto encontra-se dobrado em dobra suave
21	598795	7476677	542	FFH; quartzito "impuro"; sillimanita quartzito; metaultramáfica alterada	FF (quartzo; magnetita; muscovita); qzt imp (quartzo; feldspato; muscovita); sill qzt (quartzo; feldspato; opacos; sillimanita; granada); mum (argilominerais)					Quartzito pouco magnético com níveis "xistosos" compostos por quartzo e sillimanita, níveis mais feldspáticos e níveis ricos em muscovita; conjunto encontra-se intercalado com rocha possível metaultramáfica alterada
22	598764	7476706	541	Sillimanita quartzito	Quartzo; opacos fibrosos; sillimanita	27	61	345	70	Quartzito fino pouco magnético com mineral fibroso incolor (sillimanita) e opacos
23	598609	7476711	557	Quartzito impuro; FFH	Quartzo; magnetita; feldspato; muscovita					Quartzito impuro com blocos rolados de FFH nas proximidades, pouco deformado
24	599427	7476549	502	FFH; quartzito "impuro"; sillimanita quartzito; metamáfica e metaultramáfica alteradas; xisto ultramáfico	FF (quartzo; feldspato; magnetita; muscovita); qzt imp (quartzo, feldspato, muscovita); sill qzt (Sillimanita, feldspato, quartzo, muscovita); mm/mum (argilominerais); xis um (biotita alterada; quartzo)	26	38	354	42	Quartzito com níveis ricos em magnetita (FFH), níveis feldspáticos, níveis de xisto escuro arroxado e níveis de mineral fibroso incolor, intercalado com rocha metamáfica/metaultramáfica alterada
25	598540	7477004	552	Biotita gnaiss com granada (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita; granada			320	45	Leucognaiss apresentando pouca granada, localmente; provavelmente rocha intrusiva na sequência
26	598643	7476867	553	Metamáfica e metaultramáfica alteradas; biotita gnaiss (intrusivo?) com granada; gnaiss não identificado (avermelhado)	Mm/mum (argilominerais); bi gn (quartzo; feldspato alterado; biotita; granada); gn ? (quartzo; feldspato alterado)			336	46	Dois tipos de gnaiss, um mais esbranquiçado com granada local e outro mais avermelhado, ambos bastante alterados; parecem intrusivos em possível rocha metamáfica ou metaultramáfica alterada
27	598635	7477160	536	Granada-biotita gnaiss (paragnaisse)	Quartzo; biotita; caulim; granada			347	60	Gnaiss de textura fina, milonítico, provavelmente paragnaisse
28	598948	7476856	554	Biotita gnaiss com anfibólio e piroxênio (?) (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita; piroxênio (?); anfibólio; granada; magnetita	47	23	342	58	Gnaiss com porfiroclastos de feldspato lenticulares, magnético, provavelmente do embasamento
29	598347	7477154	523	Granada-biotita gnaiss (paragnaisse); FFB; metamáfica alterada; biotita gnaiss porfirítico (intrusivo)	Gr-bi gn (quartzo, feldspato, biotita, granada); FF (quartzo; magnetita); mm (anfíbólio; piroxênio?; plagioclásio, caulinita); aug gn (feldspato alterado; quartzo)			338	50	Paragnaisse de coloração clara muito alterado, intercalado com FFB fina e rocha metamáfica parcialmente alterada, intrudidos por gnaiss felsico porfirítico
30	598008	7476679	581	Biotita gnaiss porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita	25	38	320	52	Provavelmente intrusivo; bastante foliado e milonitizado, porém com alguns porfiroclastos deformados de feldspato ainda visíveis; provável cinemática dextral
31	598037	7476624	587	Nível manganésífero	Óxido/hidróxido de manganês					Material leve, provavelmente de óxido de Mn

32	598036	7476646	594	Metamáfica alterada	Argilominerais			236	50	Rocha muito alterada com óxidos/hidróxidos de Mn precipitado nos planos de foliação
33	598173	7476365	654	Quartzito "impuro"	Quartzo; muscovita	65	12	348	52	Rocha com textura muito grossa, não magnética, com óxidos/hidróxidos de Mn precipitado nos espaços intergrão
34	597851	7476272	657	Biotita gnaïsse porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita					Ortognaisse milonitizado, com alguns porfiroclastos de feldspato deformados visíveis, provavelmente intrusivo
35	598191	7476338	660	Quartzito "impuro"	Quartzo; muscovita; feldspato			332	61	Semelhante ao afloramento 33, porém mais micáceo e feldspático
36	599552	7478312	444	Gnaïsse (?)	Quartzo; feldspato; caulinita; micas					Gnaïsse félsico, não identificado, muito alterado
37	599548	7478376	440	Metamáfica alterada; calciossilicática	Mm (argilominerais); ccs (quartzo; minerais esverdeados)			228	54	Provável rocha metamáfica com enclaves de rocha calciossilicática. Afloramento muito alterado. Blocos nas proximidades de gnaïsse (?) com enclaves de calciossilicáticas apresentando também veios quartzo-feldspáticos
38	598061	7476893	551	Biotita gnaïsse porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita	28	38	335	55	Gnaïsse milonitizado, unidade intrusiva na sequencia, com provável cinemática sinistral, mostrando alguns níveis mais ricos em biotita com granada (paragnaisse?). Foram encontrados blocos rolados de anfibolito nas proximidades
39	598178	7477218	523	Biotita gnaïsse porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita					Rocha porfirítica, milonítica, com níveis ricos em biotita contendo granada; incerto se afloramento ou bloco
40	598391	7476564	611	FFB	Quartzo; magnetita					Blocos rolados de quartzitos com magnetita médios contendo níveis maciços de óxidos de ferro
41	598437	7476499	655	Crosta laterítica	Quartzo; hidróxidos de ferro					Crosta laterítica formada provavelmente sobre quartzitos
42	598521	7476388	701	Quartzito "impuro"	Quartzo; feldspato; magnetita; turmalina; granada (?)	50	30	55	36	Pouco magnético; textura mais fina e compacta; duas foliações. Medida da foliação Sn
43	598846	7476236	653	Quartzito "impuro"	Quartzo; feldspato; muscovita			30	30	Textura grossa, pouco magnético
44	598876	7476242	645	Quartzito "impuro"	Quartzo; feldspato; muscovita; magnetita					Semelhante ao afloramento anterior; ponto em que foi encontrado bloco rolado de FF
45	599037	7476279	648	Quartzito "impuro"	Quartzo; feldspato; magnetita	35	30	348	50	Textura menos grossa com relação ao anterior; encontrado bloco solto de FF
46	598437	7476962	555	Biotita gnaïsse porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita	35	10	340	20	Ortognaisse pouco deformado, provavelmente intrusivo na sequência; pouca certeza se afloramento ou bloco rolado
47	599689	7476474	492	Biotita gnaïsse (paragnaisse)	Quartzo; feldspato; biotita					Interceptado por uma outra sequencia contendo rocha metamáfica intercalada

										com FF (possivelmente devido a falhamento)
48	597729	7477412	549	Biotita gnaiss (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita; magnetita			327	44	Rocha provavelmente do embasamento, magnética, com veios de quartzo dobrados e porfiroclastos de feldspato lenticulares
49	597625	7477405	527	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita; magnetita; piroxênio	22	18	346	28	Rocha de textura fina milonítica, com porfiroclastos de feldspato lenticulares e simétricos e veios de quartzo dobrados; blocos rolados de metaultramáfica nas proximidades
50	597267	7477242	470	Biotita gnaiss (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita			343	51	Gnaiss semelhante aos anteriores, mais homogêneo, com porfiroclastos de feldspato lenticulares e simétricos; alguns indicam provável cinemática dextral
51	597279	7477176	483	Granada-biotita gnaiss (paragnais)	Quartzo; feldspato; biotita; granada					Paragnais de textura fina a grossa, com alternância de camadas de granulometria diferente; bastante foliado; com porfiroclastos de feldspato deformados. Presença de leucossoma, com maior concentração de granadas
52	597159	7477293	478	Biotita gnaiss (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita					Mesmo gnaiss do ponto 48/49
53	597105	7477212	497	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita; piroxênio	340	55	320	60	Gnaiss bastante foliado, com feldspatos lenticulares indicando possível movimento sinistral; pequenos pontos avermelhados, provavelmente piroxênio
54	596916	7476991	504	Granada-biotita gnaiss (paragnais)	Quartzo; feldspato; biotita; granada					Paragnais com porfiroblastos de granada, semelhante ao ponto 51
55	597155	7476661	509	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Plagioclásio; quartzo; biotita; piroxênio					Bloco rolado de gnaiss magnético, provavelmente do embasamento
56	597069	7476818	508	FFB	Quartzo; magnetita					Bloco rolado (amostra de mão) de FF
57	596984	7476941	508	Metamáfica	Anfibólio; plagioclásio					Bloco rolado de anfibolito fresco
58	593847	7478418	545	Granada-biotita gnaiss (paragnais); metamáfica; ferro-exalito	Gr-bi gn (quartzo, feldspato, biotita, granada); mm (anfibólio; piroxênio?; plagioclásio); fe-ex (granada; quartzo)					Paragnais com intercalação de lentes/boundins de anfibolitos e rocha muito rica em granada e quartzo (ferro-exalito)
59	596691	7479361	487	Granada-biotita gnaiss (paragnais); metamáfica	Gr-bi gn (quartzo, feldspato, biotita, granada); mm (anfibólio; piroxênio?; plagioclásio)					Paragnais com intercalação de lentes de anfibolitos
60	597844	7480645	505	Biotita gnaiss porfirítico com granada (intrusivo); metamáfica	Bi gn (Quartzo; feldspato; biotita; granada); mm (anfibólio; plagioclásio)					Rocha ortoderivada intrusiva, com granada local, porfirítica e com feldspatos deformados em augen, com enclaves de anfibolito
61	599847	7480964	484	Granada-biotita gnaiss (paragnais); metamáfica; ferro-exalito	Gr-bi gn (quartzo, feldspato, biotita, granada); mb (anfibólio; piroxênio?; plagioclásio); fe-ex (granada; quartzo)					Paragnais com granada abundante em porfiroblastos milimétricos a centimétricos; textura grossa e aspecto bandado devido à formação de leucossomas. Lentes de anfibolito e ferro-exalito intercaladas

62	599876	7481756	550	Biotita gnaiss porfirítico (intrusivo); metamáfica	Bi gn (quartzo; feldspato; biotita; granada); mb (anfíbólio; plagioclásio)					Fora da área; gnaiss porfirítico deformado com granada local e pirita disseminada, provavelmente mesma rocha do ponto 60; possui enclaves de anfíbolito.
63	599525	7482372	594	Quartzito "impuro"; metamáfica	Qzt imp (quartzo; feldspato; biotita); mm (anfíbólio; plagioclásio)					Fora da área; camadas decamétricas de quartzito impuro, com textura fina a média, intercalado com rocha metamáfica alterada (com algumas porções frescas)
64	599318	7482938	637	Metaultramáfica	Biotita; piroxênio incolor					Fora da área; rocha consistindo mineral incolor semelhante a quartzo (piroxênio, constatado em lâmina), opacos (pirrotita) e biotita, com aspecto acamadado
65	599222	7483837	595	Quartzito "impuro"	Quartzo; feldspato; biotita alterada (?); piroxênio (?)					Fora da área; camadas decamétricas de quartzito impuro com mineral avermelhado (provavelmente piroxênio). Contato mais a N com rocha do ponto anterior
66	599613	7475917	532	Biotita-hornblenda gnaiss com piroxênio (embasamento); Biotita gnaiss porfirítico (intrusivo)	Emb (quartzo; feldspato; biotita; anfíbólio; piroxênio); bi gn (quartzo; feldspato; biotita)	321	70	315	70	Textura média a grossa, de coloração cinza, porfirítica, provavelmente do embasamento em contato com rocha felsica intrusiva
67	599801	7476203	518	Metamáfica; bitotita gnaiss (provavelmente paragnaisse)	Mm (anfíbólio; plagioclásio); bi gn (quartzo; feldspato; biotita)					Blocos rolados
68	599367	7478411	427	Granada(?)-biotita gnaiss (paragnaisse?)	Argilominerais; granada (?); quartzo; biotita	154	62			Rocha alterada, avermelhada, com pontos pretos (Gr?) e apresentando leucossomas. Blocos de provável rocha intrusiva nas proximidades
69	599698	7478143	446	Granada-biotita paragnaisse	Quartzo; feldspato; biotita			350	41	Gnaiss félsico, textura fina e foliação forte milonítica com granadas deformadas
70	599726	7477856	465	Biotita gnaiss porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita			317	80	Gnaiss leucocrático homogêneo, provavelmente intrusivo
71	599709	7477017	479	Biotita gnaiss porfirítico com granada (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita; granada			135	73	Gnaiss porfirítico mesocrático, com clastos de feldspato deformados em augen; textura fina a média
72	600086	7477014	490	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita; piroxênio; allanita			346	61	Gnaiss médio a fino com porfiroclastos de feldspato lenticulares e veios de quartzo dobrados
73	598189	7477591	522	Biotita gnaiss (paragnaisse?)	Quartzo; feldspato; biotita	28	30	334	50	Gnaiss fino bastante foliado, milonítico. Bloco rolado de anfíbolito nas proximidades.
74	598214	7477635	515	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita; piroxênio			334	52	Gnaiss de textura média a fina, com porfiroclastos de piroxênio estirados
75	598437	7477860	503	FFH	Quartzo; magnetita					Bloco de FF intrudido por veio de quartzo grosso com assimilação da magnetita
76	598715	7478024	438	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita; piroxênio			334	63	Gnaiss mesocrático de textura grossa

77	599689	7478544	419	Metamáfica alterada; gnaiss alterado (provavelmente paragnaisse)	Mm (argilominerais); Gn (quartzo; feldspato)			265	40	Rocha bastante alterada com coloração ocre (prov.metamáfica), e por cima rocha alterada avermelhada com feldspato deformado e quartzo fitado (prov. paragnaisse)
78	600753	7479332	436	Rocha não identificada	-					Contato entre duas possíveis rochas distintas gerando solo ocre/alaranjado (a W) e avermelhado (a E)
79	601001	7479402	455	Sillimanita-granada-biotita gnaiss (paragnaisse); metamáfica alterada	Sill-gr-bi gn (quartzo; feldspato; biotita; granada; sillimanita; cianita); mm (argilominerais)			325	69	Paragnaisse com aspecto acamadado com prováveis prismas de sillimanita substituídos por uma geração posterior de sillimanita, intercalado com rocha alterada ocre, provavelmente metamáfica
80	601139	7479128	471	Sillimatina-granada-biotita gnaiss (paragnaisse); ferro-exalito	Sill-gr-bi gn (quartzo; feldspato; biotita; granada; sillimanita); fe-ex (granada; quartzo)			55	44	Gnaiss quartzoso de textura fina, apresentando camadas ricas em granada e quartzo (ferro-exalito) e cortado por diques de diabásio
81	601242	7478807	459	Biotita gnaiss com granada porfirítico (intrusivo?)	Quartzo; feldspato; biotita; granada	37	29	338	51	Gnaiss fino félsico bandado, com pouca granada e porções com porfiroclastos de feldspato
82	601401	7478730	542	Anfibólio-biotita gnaiss com granada (?) (embasamento)	Quartzo; feldspato; biotita; anfibólio; granada (?)	37	32	354	50	Gnaiss fino semelhante ao anterior, provavelmente embasamento
83	601688	7478742	480	Sillimanita-granada-biotita gnaiss (paragnaisse)	Quartzo; feldspato; biotita; granada; sillimanita; cianita					Blocos de paragnaisse; porções aflorantes de leucossoma contendo granada
84	601711	7478793	459	Biotita gnaiss porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita			5	40	Gnaiss hololeucocrático com porfiroclastos de feldspato lenticulares, provavelmente intrusivo
85	601756	7479066	461	Biotita gnaiss porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita					Gnaiss hololeucocrático com augens de feldspato, provavelmente intrusivo, mostrando quartzo fitado. Blocos de paragnaisse a NE
86	601883	7479030	461	Biotita gnaiss porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita; granada (?)			338	41	Gnaiss meso a leucocrático, milonítico, com porfiroclastos de feldspato deformados em augen
87	600031	7479193	444	Anfibolio gnaiss (embasamento)	Quartzo; feldspato; anfibólio					Blocos rolados de gnaiss com quartzo fitado e anfibólio, provavelmente do embasamento
88	599582	7476116	520	Biotita gnaiss (paragnaisse); calciossilicática; metamáfica; metaultramáfica; biotita gnaiss porfirítico (intrusivo)	Bi gn (para) (Quartzo; feldspato alterado; biotita alterada); ccs (idocrásio ?; epídoto; quartzo; feldspato; granada; piroxênio; calcita?; plagioclásio); mm (anfibólio; plagioclásio); mum (piroxênio; anfibólio; magnetita); Bi gn (int) (quartzo; feldspato; biotita)			324	75	Paragnaisse avermelhado bastante alterado; blocos rolados de calciossilicática de textura pegmatítica; blocos rolados de metamáficas e metaultramáficas com magnetita; gnaiss porfirítico provavelmente intrusivo com enclaves de metaultramáfica
89	600275	7479147	453	Metamáfica	Anfibólio; plagioclásio; quartzo					Blocos rolados de anfibolito encontrados em solo avermelhado argiloso
90	599109	7478147	445	Biotita gnaiss com piroxênio (embasamento)	Quartzo; feldspato; piroxênio					Blocos de gnaiss do embasamento, próximos ao afloramento

91	598978	7477941	488	Biotita gnaissé com piroxênio e granada (embasamento)	Quartzo; feldspato; piroxênio; granada	41	38	330	60	Lagedo de gnaissé do embasamento com xenólitos de material mais máfico
92	598643	7478216	433	Granada-biotita gnaissé (paragnaisse)	Quartzo; feldspato; biotita; granada			350	30	Paragnaisse com porfiroblastos de granada
93	598744	7478291	427	Quartzito impuro	Quartzo; feldspato; muscovita; biotita	42	30	349	40	Rocha de textura fina a média com óxidos/hidróxidos de Mn nos planos de foliação
94	598202	7476268	695	Quartzito impuro	Quartzo; feldspato (caulim); muscovita; turmalina	31	35	344	70	Textura média a grossa
95	598273	7476212	757	Crosta laterítica	Quartzo; hidróxidos de ferro					Crosta contendo clastos de quartzo e de quartzito de dimensões grânulo a bloco; textura conglomerática; matriz ferruginosa
96	598148	7476158	767	Quartzito impuro	Quartzo; feldspato (caulim); muscovita; turmalina					Blocos
97	598104	7475962	851	Quartzito impuro; FFH	Qtz imp (qz; muscovita); FF (quartzo; magnetita)			348 (?)	53 (?)	Blocos no topo do morro; textura fina a média
98	598092	7475905	848	FFH	Quartzo; magnetita					Alterado; textura fina com algumas porções grossas
99	598033	7475845	836	FFH; FFH	Quartzo; magnetita	2	27	347	88	Textura média a grossa com dobras de eixo 187/50 e PA 096/89
100	597688	7475703	862	Quartzito impuro; FF (?)	-					Sem afloramento, mas provavelmente quartzito (solo arenoso). Provável falha próx. à enconsta íngreme
101	597645	7475760	826	FFH	Quartzo; magnetita					Blocos de FF com textura muito grossa, alguns em contato com crosta laterítica
102	598404	7476240	763	FFH	Quartzo; magnetita			340	65	Textura grossa; parcialmente alterado
103	596905	7476998	503	Biotita gnaissé porfirítico (intrusivo); metamáfica alterada	Bi gn (Quartzo; feldspato; biotita; granada); mm (argilominerais)			347	58	Gnaissé porfirítico intruso em rocha ocre-avermelhada xistosa muito alterada; blocos de gnaissé porfirítico com granada nas proximidades
104	597001	7476888	514	Granada-biotita gnaissé (paragnaisse); FFH	gr-bi gn (quartzo; feldspato; biotita; granada); FF (quartzo; magnetita)			347	58	Paragnaisse muito alterado com blocos frescos nas proximidades intercalado com FF grossa
105	597020	7476759	521	FFH	quartzo; magnetita; anfibólio (?)					Bloco de FF com textura fina
106	596666	7475411	613	Biotita gnaissé porfirítico com granada (intrusivo); sillimanita-granada biotita gnaissé (paragnaisse)	Bi gn (Quartzo; feldspato; biotita; granada); sill-gr-bi gn (quartzo; feldspato; biotita; granada; sillimanita)			330	56	Gnaissé leucocrático, porfirítico, bastante estirado (milonítico?) com enclave de rocha ultramáfica. Contato a N com paragnaisse milonítico. Blocos de rochas metamáficas, ferro-exalitos e metaultramáficas nas proximidades
107	596434	7475517	673	Granada-biotita gnaissé (paragnaisse); quartzito "impuro"	Gr-bi gn (quartzo; feldspato; biotita; granada); qzt (quartzo; feldspato)	32	30	334	51	Gnaissé leucocrático, porfirítico, bastante estirado (milonítico?) com enclave de rocha ultramáfica em contato a N com paragnaisse milonítico. Blocos de rochas metamáficas (anfíbolitos), gonditos e metaultramáficas nas proximidades

108	596579	7475704	670	Biotita gnaissse com granada (paragnaisse?)	Quartzo; feldspato; biotita; granada; piroxênio (?)	25	37	335	58	Blocos de gnaissse bandado com textura fina, com bandas félsicas porfiríticas provavelmente de gnaissse intrusivo, ambos bastante deformados (miloníticos?). Paragnaisse mostra dobras isoclinais
109	596661	7476062	651	Metamáfica	Anfibólio; plagioclásio					Bloco rolado
110	596888	7476537	579	FFB; metaultramáfica	FF (quartzo; magnetita); mum (argilominerais; anfibólio; piroxênio?)					Blocos de FF mostrando bandas de óxidos de ferro maciças dobradas e intercaladas com camadas de quartzo e rocha ultramáfica alterada
111	596280	7475540	668	Granada-biotita gnaissse (paragnaisse)	Quartzo; feldspato; biotita; granada	36	27	330	58	Textura média a grossa, bastante deformado. Blocos de anfibolito e rocha metaultramáfica nas proximidades
112	596143	7475549	653	Biotita gnaissse com piroxênio e granada (paragnaisse)	Quartzo; feldspato; biotita; granada; piroxênio	30	38	327	80	Rocha deformada em zona de cisalhamento, com porções finas mais ricas em biotita e camadas de calciossilicáticas boudinadas
113	595964	7475809	687	Metamáfica	Anfibólio; feldspato; quartzo					Bloco rolado
114	595778	7476082	671	Biotita gnaissse com granada porfirítico (intrusivo)	Quartzo; feldspato; biotita; granada			300	50	Gnaissse leucocrático com textura grossa porfirítica
115	594944	7476854	518	Biotita gnaissse com granada (paragnaisse); anfibólio gnaissse (embasamento)	Bi gn (Quartzo; feldspato; biotita; granada); anf gn (quartzo; feldspato; anfibólio)			230	50	Gnaissse do embasamento sobre paragnaisse

Abreviações: FF – Formação Ferrífera; FFH – Formação Ferrífera Homogênea; FFB – Formação Ferrífera Bandada; FFM – Formação Ferrífera Milonítica.

Organização das litologias mapeadas por cores: Azul – Rochas do Embasamento; Verde – Rochas metamáficas/metaultramáficas; Amarelo “ouro” – Quartzitos e Formações Ferríferas; Rosa Escuro – Paragnaises; Rosa Claro: Gnaisses meta-intrusivos; Branco: Rochas não identificadas e/ou não mapeáveis na escala deste trabalho.

Número sinalizado em **vermelho** – blocos; em **amarelo** – pontos sem afloramento.

Resumo sinalizado em **cinza** – pontos fora do polígono mapeado, porém dentro do mesmo contexto geológico.

Parte integrante da dissertação: Geologia da Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro, Estado do Rio de Janeiro
Dissertação de Mestrado – PPGABFM – FGEL – UERJ
Autor: Ariane Felix Coelho Azevedo

ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL – FORMAÇÃO FERRÍFERA – ELEMENTOS
MAIORES (wt%)

Amostra	AFC-06	AFC-22-B	AFC-24-A	AFC-105	THM278-A	THM-324-B
SiO ₂	77,2	71,7	94,3	57,2	61,9	55,3
Fe ₂ O ₃	24,6	30,7	0,57	43,2	37,6	44,3
TiO ₂	0,01	0,03	0,1	0,03	0,05	0,21
Al ₂ O ₃	0,06	0,15	5,84	0,41	0,81	0,52
MgO	0,18	0,02	BDL	0,23	0,30	0,09
CaO	0,08	0,01	BDL	0,21	0,24	0,01
Na ₂ O	0,03	0,07	0,08	0,19	0,11	BDL
K ₂ O	0,01	BDL	0,02	0,03	0,01	0,01
P ₂ O ₅	BDL	0,01	BDL	BDL	0,01	0,01
MnO	0,06	BDL	BDL	0,26	1,06	0,03
Cr ₂ O ₃	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL
SrO	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL
BaO	BDL	BDL	BDL	0,02	0,01	BDL
LOI	-0,1	-0,23	1,47	0,11	-0,41	-0,57
TOTAL	102,13	102,46	102,38	101,89	101,69	99,91

ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL – FORMAÇÃO FERRÍFERA – ELEMENTOS
MAIORES - RECALCULADA PARA 100%

Amostra	AFC-06	AFC-22-B	AFC-24-A	AFC-105	THM278-A	THM-324-B
SiO ₂	75,59	69,98	92,11	56,14	60,87	55,35
Fe ₂ O ₃	24,09	29,96	0,56	42,40	36,98	44,34
SiO ₂ +Fe ₂ O ₃	99,68	99,94	92,66	98,54	97,85	99,69
TiO ₂	0,01	0,03	0,10	0,03	0,05	0,21
Al ₂ O ₃	0,06	0,15	5,70	0,40	0,80	0,52
MgO	0,18	0,02	-	0,23	0,30	0,09
CaO	0,08	0,01	-	0,21	0,24	0,01
Na ₂ O	0,03	0,07	0,08	0,19	0,11	
K ₂ O	0,01	-	0,02	0,03	0,01	0,01
P ₂ O ₅	-	0,01	-	-	0,01	0,01
MnO	0,06	-	-	0,26	1,04	0,03
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	0,02	0,01	-
LOI	-0,10	-0,22	1,44	0,11	-0,40	-0,57
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Obs: BDL – *Below detection limit* (abaixo do limite de detecção); Fe total dado como Fe₂O₃

ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL – FORMAÇÃO FERRÍFERA – TRAÇOS (ppm)

Amostra	AFC-06	AFC-22-B	AFC-24-A	AFC-105	THM278-A	THM-324-B
Cs	0,05	0,04	0,08	BDL	0,04	0,05
Rb	0,50	0,30	0,70	0,30	0,40	0,8
Ba	21,00	2,00	1,30	150,5	39,90	13,6
Th	0,10	0,06	5,57	0,09	1,48	0,14
U	0,50	0,13	0,30	0,11	0,49	0,20
Nb	0,60	4,30	2,60	0,70	1,20	3,10
Ta	0,30	0,70	0,30	0,30	0,40	0,40
Pb	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	NA
Sr	1,80	1,50	0,60	0,60	0,70	1,70
Zr	2,00	42,00	202,00	BDL	13,00	3,00
Hf	BDL	1,30	5,40	BDL	0,30	0,20
W	573,00	256,00	263,00	209,00	382,00	229,00
Se	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	NA
Sn	10,00	1,00	1,00	2,00	2,00	8,00
Ga	2,10	3,10	4,50	0,90	5,00	13,90
Ge	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	NA
Li	BDL	BDL	10,00	BDL	BDL	NA
Hg	0,105	0,146	0,193	0,16	0,169	NA
Bi	0,02	BDL	BDL	BDL	0,05	NA
As	0,30	0,20	0,10	0,10	0,80	NA
In	0,011	0,013	BDL	0,009	0,03	NA
Re	BDL	BDL	0,001	BDL	0,001	NA
Te	BDL	BDL	BDL	BDL	0,05	NA
Tl	0,03	BDL	0,02	0,03	0,10	NA
Ag	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	NA
Cd	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	NA
Sb	BDL	0,29	BDL	BDL	0,06	NA
V	9,00	14,00	10,00	5,00	12,00	47,00
Sc	BDL	1,00	1,00	BDL	1,00	NA
Cr	BDL	BDL	30,00	BDL	10,00	BDL
Cu	8,00	BDL	1,00	BDL	15,00	NA
Ni	9,00	BDL	3,00	3,00	2,00	NA
Co	31,00	5,00	15,00	BDL	11,00	NA
Mo	BDL	BDL	1,00	BDL	BDL	NA
Zn	17,00	6,00	BDL	27,00	40,00	NA

Obs: BDL – *Below detection limit* (abaixo do limite de detecção); NA: Não analisado

ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL – FORMAÇÃO FERRÍFERA – TERRAS RARAS + Y
(ppm)

Elementos	AFC-06	AFC-22-B	AFC-24-A	AFC-105	THM278-A	THM-324-B
La	0,30	1,30	16,00	1,00	3,70	0,80
Ce	0,50	2,80	29,5	0,4	7,60	1,20
Pr	0,08	0,28	3,19	0,29	0,70	0,19
Nd	0,50	1,20	12,4	0,90	2,60	0,70
Sm	0,09	0,30	2,08	0,17	0,39	0,14
Eu	0,03	0,03	0,27	0,05	0,17	0,03
Gd	0,14	0,26	1,95	0,38	0,48	0,11
Tb	0,03	0,04	0,25	0,06	0,10	0,02
Dy	0,12	0,19	1,37	0,34	0,51	0,13
Y	0,50	0,80	5,60	1,00	3,20	0,70
Ho	0,02	0,03	0,23	0,08	0,11	0,01
Er	0,09	0,14	0,57	0,23	0,46	0,07
Tm	BDL	0,01	0,09	0,04	0,05	0,01
Yb	BDL	0,05	0,52	0,25	0,25	0,06
Lu	0,01	0,02	0,10	0,03	0,05	0,01
Σ ETR	1,91	6,65	68,52	4,22	17,17	3,48
(Eu/Eu*)_N	1,20	0,50	0,63	0,82	1,81	1,14
(Ce/Ce*)_N	0,73	1,06	0,94	0,17	1,07	0,70
(Pr/Pr*)_N	0,83	0,88	0,96	2,00	0,90	1,17
Y/Ho	25,00	26,67	24,35	12,50	29,09	70,00

Obs: BDL – *Below detection limit* (abaixo do limite de detecção)

ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL – ROCHAS METAMÁFICAS/METAULTRAMÁFICAS
– ELEMENTOS MAIORES (wt%)

Amostra	AFC-38-A	AFC-67-B	AFC-73-B	AFC-88-E	THM-28-C	THM-39-B
SiO ₂	45,80	56,90	48,10	53,10	42,70	47,10
Al ₂ O ₃	8,52	13,75	14,30	14,70	8,83	13,90
Fe ₂ O ₃	15,30	15,25	13,40	14,10	17,00	16,95
CaO	14,35	8,32	10,75	10,35	12,35	10,25
MgO	10,65	5,25	7,11	5,55	11,45	5,84
Na ₂ O	1,06	0,68	3,27	1,19	1,20	1,69
K ₂ O	0,66	0,10	0,77	0,11	0,50	0,24
Cr ₂ O ₃	0,06	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01
TiO ₂	3,20	1,22	1,17	1,76	3,64	3,27
MnO	0,28	0,22	0,19	0,21	0,19	0,24
P ₂ O ₅	0,44	0,13	0,09	0,13	0,52	0,50
SrO	BDL	BDL	0,01	BDL	BDL	0,03
BaO	0,01	0,01	0,01	0,02	BDL	0,01
LOI	0,90	-0,47	0,84	0,12	0,94	-0,06
TOTAL	100,33	101,84	99,19	101,24	99,37	99,97
C	0,13	0,04	0,04	0,03	0,08	0,12
S	0,41	0,12	0,01	0,01	0,42	0,17

Obs: BDL – *Below detection limit* (abaixo do limite de detecção)

ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL – ROCHAS METAMÁFICAS/METAULTRAMÁFICAS
– TRAÇOS (ppm)

Amostra	AFC-38-A	AFC-67-B	AFC-73-B	AFC-88-E	THM-28-C	THM39-B
Ba	83,20	48,80	57,00	153,50	16,10	130,50
Cr	400,00	80,00	170,00	150,00	340,00	100,00
Cs	0,63	0,26	0,03	0,15	0,01	0,30
Ga	18,50	16,70	17,40	18,7	24,6	24,10
Ge	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL
Hf	5,40	2,60	1,90	3,40	6,20	6,20
Nb	40,20	4,00	4,60	3,60	43,00	27,40
Rb	13,70	1,40	6,30	2,20	2,90	5,10
Sn	5,00	4,00	1,00	1,00	4,00	1,00
Sr	175,50	91,8	175,00	109,50	87,20	308,00
Ta	2,20	0,70	0,30	0,30	2,70	1,40
Th	3,54	1,16	0,30	0,17	3,16	0,85
U	0,98	1,74	0,17	0,45	1,11	0,67
V	256,00	320,00	369,00	348,00	299,00	441,00
W	29,00	262	24,00	133,00	33,00	178,00
Zr	212,00	91,00	66,00	121,00	225,00	244,00
As	0,50	0,40	0,30	0,20	0,40	0,30
Bi	0,12	0,28	0,05	0,01	0,50	0,04
Hg	0,025	0,137	0,023	0,07	0,03	0,086
In	0,032	0,019	0,023	0,013	0,022	0,045
Re	BDL	0,001	BDL	BDL	BDL	BDL
Sb	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL
Se	BDL	0,4	BDL	BDL	0,40	0,20
Te	0,04	BDL	0,03		0,08	0,01
Tl	0,18	0,03	0,02	0,10	0,05	0,03
Ag	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL
Cd	BDL	BDL	BDL	0,50	0,50	BDL
Co	70,00	65,00	43,00	53,00	78,00	50,00
Cu	92,00	24,00	29,00	2,00	167,00	67,00
Li	20,00	10,00	20,00	10,00	10,00	10,00
Mo	3,00	1,00	BDL	BDL	2,00	2,00
Ni	500,00	60,00	86,00	73,00	395,00	46,00
Pb	BDL	7,00	3,00	3,00	2,00	2,00
Sc	16,00	42,00	40,00	42,00	19,00	38,00
Zn	153,00	134,00	98,00	122,00	172,00	140,00
Y	100,50	27,40	23,9,00	44,00	25,60	46,50

Obs: BDL – *Below detection limit* (abaixo do limite de detecção)

ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL – ROCHAS METAMÁFICAS/METAULTRAMÁFICAS
– TERRAS RARAS (ppm)

Amostra	AFC-38-A	AFC-67-B	AFC-73-B	AFC-88-E	THM-28-C	THM39-B
La	82,30	5,50	12,1	3,50	31,80	20,00
Ce	57,80	13,60	15,5	10,90	68,50	50,60
Pr	17,20	1,90	3,30	1,95	8,46	6,94
Nd	75,40	9,50	14,00	11,7	38,30	33,60
Sm	15,30	2,98	3,59	4,16	8,68	8,42
Eu	4,99	1,01	1,24	1,46	3,03	2,45
Gd	19,20	4,49	4,83	7,23	9,35	10,95
Tb	2,80	0,76	0,77	1,26	1,27	1,61
Dy	17,40	5,17	4,73	8,35	6,30	9,32
Ho	3,51	1,03	0,97	1,71	1,05	1,71
Er	9,73	2,98	2,86	5,22	2,52	4,88
Tm	1,27	0,47	0,41	0,73	0,28	0,68
Yb	7,95	2,96	2,53	4,50	1,37	4,62
Lu	1,29	0,44	0,38	0,68	0,17	0,64
Σ ETR	316,14	52,79	67,21	63,35	181,08	156,42
(La/Lu)_{CN}	6,84	1,34	3,41	0,55	20,05	3,35
(La/Eu)_{CN}	4,04	1,33	2,39	0,59	2,57	2,00
(Gd/Lu)_{CN}	1,84	1,26	1,57	1,31	6,80	2,11

APÊNDICE E - Análises de química mineral em microsonda

Parte integrante da dissertação: Geologia da Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro, Estado do Rio de Janeiro
 Dissertação de Mestrado – PPGABFM – FGEL – UERJ
 Autor: Ariane Felix Coelho Azevedo
 Orientação: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

FORMAÇÃO FERRÍFERA – PIROXÊNIO

Lâmina N°	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D
Análise em wt %	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	N	B	N	B	N
SiO ₂	47,69	47,65	47,74	45,95	47,72	47,49	47,63	47,39	47,75	47,54	47,60	47,75	47,63	47,44	47,57	47,80
TiO ₂	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,61	0,59	0,60	1,54	0,64	0,64	0,62	0,63	0,53	0,49	0,59	0,51	0,52	0,66	0,63	0,50
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	41,53	41,18	41,08	41,27	40,59	40,84	40,80	40,86	41,77	41,52	41,84	41,37	41,36	41,45	40,93	41,36
MnO	2,12	2,17	2,12	1,99	2,41	2,08	1,99	1,95	1,94	1,92	1,94	1,91	1,99	1,90	2,20	2,05
MgO	7,52	7,65	7,54	6,88	7,85	7,43	7,92	7,64	7,60	7,64	7,55	7,66	7,57	7,66	7,63	7,76
CaO	0,34	0,29	0,32	0,25	0,25	0,23	0,21	0,22	0,25	0,20	0,28	0,26	0,26	0,27	0,22	0,20
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,12	0,02	0,02	0,02	0,08	0,01	0,07	0,04	0,04	0,04	0,02	0,00	0,05
TOTAL	99,89	99,58	99,48	98,01	99,47	98,74	99,21	98,78	99,87	99,38	99,86	99,55	99,40	99,41	99,19	99,73
Análise normalizada em wt%	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	N	B	N	B	N
SiO ₂	47,69	47,65	47,74	45,95	47,72	47,49	47,63	47,39	47,75	47,54	47,60	47,75	47,63	47,44	47,57	47,80
TiO ₂	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,61	0,59	0,60	1,54	0,64	0,64	0,62	0,63	0,53	0,49	0,59	0,51	0,52	0,66	0,63	0,50
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
Fe ₂ O ₃	0,75	0,72	0,22	1,63	0,43	0,00	0,31	0,50	0,62	0,87	0,95	0,40	0,44	0,82	0,19	0,64
FeO	40,85	40,53	40,88	39,80	40,20	40,84	40,52	40,41	41,21	40,74	40,99	41,01	40,96	40,71	40,76	40,78
MnO	2,12	2,17	2,12	1,99	2,41	2,08	1,99	1,95	1,94	1,92	1,94	1,91	1,99	1,90	2,20	2,05
MgO	7,52	7,65	7,54	6,88	7,85	7,43	7,92	7,64	7,60	7,64	7,55	7,66	7,57	7,66	7,63	7,76
CaO	0,34	0,29	0,32	0,25	0,25	0,23	0,21	0,22	0,25	0,20	0,28	0,26	0,26	0,27	0,22	0,20
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,12	0,02	0,02	0,02	0,08	0,01	0,07	0,04	0,04	0,04	0,02	0,00	0,05
TOTAL	99,96	99,66	99,50	98,17	99,52	98,74	99,24	98,83	99,93	99,46	99,95	99,59	99,44	99,50	99,21	99,80
XWo = Ca/Ca+Mg+Fe _T	0,80	0,67	0,75	0,59	0,58	0,54	0,48	0,52	0,57	0,46	0,63	0,60	0,61	0,62	0,52	0,45
XEn = Mg/Ca+Mg+Fe _T	24,20	24,71	24,48	22,78	25,48	24,35	25,57	24,88	24,36	24,59	24,17	24,67	24,45	24,62	24,81	24,96
XF _s = Fe _T /Ca+Mg+Fe _T	75,01	74,62	74,78	76,63	73,94	75,11	73,95	74,60	75,07	74,95	75,19	74,73	74,95	74,76	74,67	74,59
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

OBS: N: Análise realizada no núcleo do cristal; B: Análise realizada na borda do cristal

*Ferro total dado como FeO.

FORMAÇÃO FERRÍFERA – GRANADA

Lâmina n°	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D	THM-94-D
Análise em wt%	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
SiO ₂	37,13	36,99	37,12	36,96	36,58	36,57	36,96	36,88	37,03	36,90	36,84	37,12	32,20	37,03	38,16	36,98	37,03	34,41
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,54	19,60	19,52	19,58	19,39	19,35	19,56	19,56	19,75	19,60	19,52	19,65	16,77	19,53	17,61	19,56	19,66	17,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	31,61	31,21	31,27	30,97	30,65	30,43	31,56	31,67	31,64	31,03	31,62	32,11	28,02	31,82	31,18	32,01	31,12	32,50
MnO	5,49	5,20	5,40	5,46	5,10	5,05	5,03	5,17	5,36	5,53	5,15	5,53	4,60	5,34	5,14	5,39	5,35	3,86
MgO	1,96	1,94	1,80	1,60	1,84	1,65	1,81	1,58	1,78	1,69	1,57	1,51	1,50	1,77	1,80	1,64	1,71	1,67
CaO	3,98	4,14	4,32	4,24	4,03	4,11	4,11	4,12	4,12	3,72	4,20	4,00	3,61	4,08	4,18	3,87	4,21	2,84
TOTAL	99,72	99,08	99,44	98,80	97,58	97,16	99,03	98,98	99,68	98,47	98,91	99,92	86,69	99,60	98,07	99,45	99,07	92,41
Análise normalizada em wt%	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
SiO ₂	37,13	36,99	37,12	36,96	36,58	36,57	36,96	36,88	37,03	36,90	36,84	37,12	32,20	37,03	38,16	36,98	37,03	34,41
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,54	19,60	19,52	19,58	19,39	19,35	19,56	19,56	19,75	19,60	19,52	19,65	16,77	19,53	17,61	19,56	19,66	17,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	1,52	1,11	1,19	0,65	0,57	0,03	1,05	1,00	1,37	0,31	1,07	1,27	1,62	1,49	0,00	1,25	0,76	2,10
FeO	30,25	30,21	30,20	30,38	30,13	30,40	30,61	30,77	30,41	30,76	30,65	30,97	26,56	30,48	31,18	30,89	30,43	30,61
MnO	5,49	5,20	5,40	5,46	5,10	5,05	5,03	5,17	5,36	5,53	5,15	5,53	4,60	5,34	5,14	5,39	5,35	3,86
MgO	1,96	1,94	1,80	1,60	1,84	1,65	1,81	1,58	1,78	1,69	1,57	1,51	1,50	1,77	1,80	1,64	1,71	1,67
CaO	3,98	4,14	4,32	4,24	4,03	4,11	4,11	4,12	4,12	3,72	4,20	4,00	3,61	4,08	4,18	3,87	4,21	2,84
TOTAL	99,87	99,19	99,56	98,87	97,63	97,16	99,13	99,08	99,82	98,50	99,02	100,05	86,85	99,74	98,07	99,57	99,15	92,62
Almandine	68,13	68,30	68,01	68,74	68,90	69,52	69,26	69,78	68,68	69,71	69,58	69,78	68,98	68,85	69,36	69,84	68,73	74,39
Pyrope	7,87	7,81	7,21	6,46	7,49	6,73	7,30	6,40	7,15	6,81	6,36	6,08	6,93	7,11	7,12	6,61	6,86	7,25
Grossular	10,93	11,57	11,98	12,04	11,60	12,03	11,52	11,58	11,41	10,69	11,80	11,07	11,30	11,26	11,93	10,76	11,87	8,21
Spessartite	12,53	11,90	12,32	12,51	11,80	11,71	11,53	11,87	12,26	12,68	11,84	12,61	12,09	12,22	11,59	12,35	12,24	9,51
Uvarovite	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Andradite	0,54	0,42	0,47	0,26	0,22	0,01	0,40	0,38	0,51	0,11	0,41	0,46	0,70	0,55	0,00	0,44	0,29	0,64
Ca-Ti Gt	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

OBS: N: Análise realizada no núcleo do cristal; B: Análise realizada na borda do cristal

*Ferro total dado como FeO.

FORMAÇÃO FERRÍFERA – ILMENITA

Lâmina N°	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-384-B	THM-384-B	THM-384-B	THM-384-B	THM-384-B	THM-384-B	THM-384-B	THM-384-B	THM-384-B
Análise em wt%	I	E	I	I	I	E	E	I	E	E	E	E	I	I	I	I
SiO ₂	0,00	0,30	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00
TiO ₂	49,53	48,76	49,62	49,86	49,35	49,88	49,85	51,73	50,08	50,31	51,45	50,37	51,81	51,67	51,22	51,61
Al ₂ O ₃	0,07	1,97	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,26	0,89	0,03	0,10	0,01	0,02	0,00	1,37	0,00
FeO*	40,84	40,22	40,67	40,39	40,70	40,50	40,56	40,77	42,26	44,06	41,72	43,00	40,97	40,85	40,50	41,19
MnO	7,80	7,44	7,90	8,17	8,06	8,34	8,35	5,34	5,80	5,35	5,28	6,33	5,14	4,79	5,28	5,10
MgO	0,11	0,12	0,13	0,10	0,11	0,12	0,10	0,32	0,24	0,16	0,25	0,36	0,32	0,22	0,41	0,34
Na ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
CuO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,02	0,05	0,01	0,04	0,04	0,00	0,00	0,11	0,01	0,09	0,13	0,02	0,14	0,24	0,27	0,25
TOTAL	98,40	98,88	98,39	98,59	98,30	98,93	98,91	98,54	99,32	100,01	98,96	100,08	98,46	97,79	99,05	98,49

FORMAÇÃO FERRÍFERA – ESPINÉLIO

Lâmina n°	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-324-B
Análise em wt%										
SiO ₂	0,369	0,038	0,042	0,071	0,919	0,327	0,021	0,028	0	
TiO ₂	13,965	4,6	1,728	3,987	5,894	1,311	0,544	0,506	0,745	
Al ₂ O ₃	45,341	53,3	57,038	54,779	54,415	58,074	58,569	57,581	57,826	
FeO*	29,538	26,813	27,923	27,589	29,137	26,853	27,254	27,714	27,667	
MnO	3,338	1,874	1,696	1,866	2,168	1,553	1,459	1,63	0,9	
MgO	6,948	7,005	7,141	7,089	5,729	7,888	7,376	7,15	8,498	
Na ₂ O	0,441	0,454	0,488	0,488	0,499	0,551	0,551	0,5	0,11	
CuO	0,012	0	0	0,006	0	0,023	0	0	NA	
NiO	0,003	0,005	0,003	0	0,008	0,013	0,015	0,018	0,022	
ZnO	4,599	6,047	6,153	6,472	5,614	6,794	6,729	6,427	3,951	
TOTAL	104,554	100,136	102,212	102,347	104,383	103,387	102,518	101,554	99,719	

Obs.: I: Ilmenita inclusa na magnetita; E: Ilmenita exsolvida na magnetita; NA: Elemento não Analisado

*Ferro total dado como FeO.

FORMAÇÃO FERRÍFERA – MAGNETITA

Lâmina n° Análise em wt%	THM- 94-D	THM -94-D	THM- 94-D	THM- 94-D	THM- 94-D	THM- 94-D	THM- 94-D	THM- 94-D	THM- 94-D	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A	THM- 94-2-A
SiO ₂	0,07	0,11	0,08	0,04	0,06	0,85	0,08	0,10	0,06	0,09	0,10	0,09	0,09	0,10	0,17	0,28	0,09	0,07	0,10	0,09
TiO ₂	0,46	0,12	0,15	0,13	0,14	0,12	0,14	0,18	0,36	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	4,03	5,56	1,36	1,36	1,68	2,46	1,42	1,60	1,43	0,28	0,21	0,27	0,36	0,30	1,20	1,68	0,13	0,29	0,36	0,76
FeO*	90,71	91,83	92,23	92,00	92,22	89,57	92,21	91,96	92,02	92,50	92,39	91,32	91,97	92,28	91,66	89,96	92,73	91,19	92,22	92,62
MnO	0,43	0,16	0,12	0,13	0,14	0,08	0,10	0,07	0,05	0,15	0,16	0,14	0,17	0,16	0,13	0,15	0,16	0,16	0,16	0,17
MgO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01
Na ₂ O	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
CuO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
ZnO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,15
TOTAL	95,74	97,83	93,99	93,70	94,31	93,11	93,98	93,98	93,97	93,04	92,89	91,83	92,60	92,85	93,17	92,12	93,14	91,75	92,85	93,81

CONTINUAÇÃO

Lâmina n° Análise em wt%	THM- 94-2-A	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 269-C	THM- 324-B	THM- 324-B	THM- 324-B	THM- 324-B	THM- 324-B	THM- 324-B	THM- 324-B	THM- 324-B	THM- 324-B
SiO ₂	1,33	0,02	0,00	0,01	1,69	0,00	0,02	0,01	0,47	0,01	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	
TiO ₂	0,01	0,05	0,08	0,16	0,05	0,07	0,08	0,09	0,07	0,05	0,06	0,05	0,10	0,09	0,10	0,10	0,11	0,07	0,10	0,09	
Al ₂ O ₃	1,05	0,72	0,88	6,33	4,56	0,77	0,97	0,38	2,55	0,59	0,91	0,89	1,51	0,94	1,25	0,85	2,56	0,71	1,04	0,93	
FeO*	88,01	92,63	92,50	90,16	86,24	92,34	92,23	92,50	89,70	92,42	92,50	93,06	93,95	93,63	93,70	93,65	93,43	94,11	93,35	92,91	
MnO	0,18	0,11	0,09	0,21	0,08	0,09	0,07	0,05	0,09	0,10	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,09	0,05	0,03	0,00	
MgO	0,00	0,03	0,00	0,13	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,08	0,01	0,03	0,03	0,16	0,00	0,00	0,01	
Na ₂ O	0,01	0,04	0,05	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,07	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	
CuO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
NiO	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	
ZnO	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,00	0,00	
TOTAL	90,65	93,69	93,62	97,04	92,69	93,30	93,37	93,05	92,90	93,25	93,63	94,19	95,66	94,78	95,12	94,69	96,46	94,98	94,53	93,95	

Obs: NA: Elemento não Analisado

*Ferro total dado como FeO.

FORMAÇÃO FERRÍFERA – ANFIBÓLIO

Lâmina n°	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C	THM-269-C
Análise em wt%	N	B	N	B	N
SiO ₂	54,16	53,39	53,23	55,06	54,41
TiO ₂	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,81	1,17	1,56	0,84	0,62
FeO*	21,84	23,24	21,88	21,11	21,53
MnO	1,60	1,68	1,71	1,76	1,81
MgO	17,02	16,57	16,69	17,83	17,06
CaO	0,82	0,55	0,57	0,76	0,68
Na ₂ O	0,06	0,02	0,08	0,04	0,04
K ₂ O	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01
TOTAL	96,34	96,66	95,77	97,41	96,16

OBS: N: Análise realizada no núcleo do cristal; B: Análise realizada na borda do cristal

*Ferro total dado como FeO.