



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Ariane Felix Coelho Azevedo

**Evolução metamórfica da formação ferrífera São João Marcos, estado do  
Rio de Janeiro**

Rio de Janeiro

2023

Ariane Felix Coelho Azevedo

**Evolução metamórfica da formação ferrífera São João Marcos, estado do Rio de Janeiro**

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geociências, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Controle Tectônico de Depósitos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Bertolino

Coorientador: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Rio de Janeiro

2023

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ/REDE SIRIUS/CTCC

A994 Azevedo, Ariane Felix Coelho.  
Evolução metamórfica da formação ferrífera São João Marcos, estado do Rio de Janeiro / Ariane Felix Coelho Azevedo. – 2023.  
164 f. : il.

Orientador: Luiz Carlos Bertolino.  
Coorientador: Rodrigo Peternel Machado Nunes.  
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Rochas metamórfica - Teses. 2. Rochas – Deformação – Teses. 3. Geocronologia - Teses. 4. Geologia estrutural – Teses. I. Bertolino, Luiz Carlos. II. Nunes, Rodrigo Peternel Machado . III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU: 552.4(815.3)

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

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

---

Assinatura

---

Data

Ariane Felix Coelho Azevedo

**Evolução metamórfica da formação ferrífera São João Marcos, estado do Rio de Janeiro**

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geociências, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Controle Tectônico de Depósitos Minerais.

Aprovada em 18 de dezembro de 2023.

Orientador: Luiz Carlos Bertolino

Faculdade de Geologia – UERJ

Coorientador: Rodrigo Peternel Machado Nunes

Faculdade de Geologia - UERJ

Banca Examinadora:

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup>. Beatriz Paschoal Duarte

Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup>. Mariana Brando Soares

Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Marcelo dos Santos Salomão

Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup>. Angélica Freitas Cherman

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

---

Prof. Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento

Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN

Rio de Janeiro

2023

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Rodrigo Peternel, e à prof. Dra. Beatriz Duarte pela orientação, discussões, apoio e todo o conhecimento que me foi transmitido durante a realização deste trabalho.

Aos meus amigos e família, pelo suporte, apoio e compreensão.

Aos colegas da pós-graduação, que viveram comigo esta experiência, e com quem pude partilhar das alegrias e dramas da jornada acadêmica. Em especial, Natália Cota e Thadeu Hoffmann, pelo conhecimento compartilhado e ajuda na confecção de algumas imagens e capítulo de geocronologia. Ao apoio e cumplicidade do amigo Ulisses Dardon (*in memoriam*), meu eterno “fotogênico”, que tanto alegrou e coloriu meus dias ao longo da nossa jornada acadêmica e pessoal.

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

Ao Multilab-UERJ, pela preparação e análises geocronológicas.

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 CAPES pelo auxílio financeiro (bolsa).

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

*“Não acho que quem ganhar ou quem perder, nem quem ganhar nem perder, vai ganhar ou perder. Vai todo mundo perder.”*

*Dilma Rousseff*

## RESUMO

AZEVEDO, Ariane Felix Coelho. **Evolução metamórfica da formação ferrífera São João Marcos, estado do Rio de Janeiro.** 2023. 164 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

A Formação Ferrífera São João Marcos (FFSJM) foi inicialmente estudada entre Rio Claro e Mangaratiba-RJ, tendo sido encontradas ocorrências a SW, até região entre Angra dos Reis e Parati, e a NE, até a região de Cacaria/Monumento, nos trabalhos de campo da presente tese, seguindo o *trend* NE-SW. Pelo menos dois eventos deformacionais afetaram as rochas estudadas, Dn e Dn+1, aos quais associam-se pelo menos quatro momentos ou etapas metamórficas: a mais antiga (E1) marca o alcance de condições de fácies granulito, seguida pelo desenvolvimento de uma segunda assembleia (E2), retrometamórfica (principal), de fácies granulito a anfibolito, cujo resfriamento nas fases finais ocorreu sob pressão relativamente constante (trajetória IBC), conforme evidências texturais. A terceira etapa (E3), possivelmente ligada ao colapso orogênico, é marcada por texturas que indicam descompressão isotérmica (trajetória ITD). Uma quarta etapa (pós-Dn ou sin-Dn+1) (E4) é marcada por aumento no grau metamórfico, possivelmente ligada a uma nova colisão. Para termometria da fase E1, utilizou-se a composição do clinopiroxênio, sendo calculado uma média de 792.22° C, porém não se encontrou um termobarômetro para ser aplicado. Para os momentos iniciais de E2 calculou-se uma média de 801.55°C e 5.59 Kbar, estando muito próxima de E1. Para os momentos finais de E2, calculou-se 566.77°C e 4.16 Kbar. Não se encontraram termobarômetros adequados para as etapas E3 e E4. Quanto à geocronologia, as rochas metamáficas-ultramáficas apresentam herança paleoproterozóica-arqueana, subordinadamente neoproterozoica, cristalização em 641,5±2.9Ma e 3 conjuntos de idades metamórficas, entre 622-613Ma, em 599-598 Ma e 587-586Ma. Já as rochas metassedimentares associadas à FFSJM apresentam grãos detríticos desde o Arqueano até Neoproterozoico, com idade máxima de deposição em 686Ma e 3 conjuntos de idades metamórficas, entre 647-640Ma, 609-605Ma e em 599Ma. A etapa E1 estaria associada ao metamorfismo entre 647-640Ma contemporâneo a cristalização das rochas máfica/ultramáfica, enquanto as etapas E2 e E3 estariam associadas a eventos metamórficos entre 622-598Ma. Estes eventos metamórficos estariam relacionados a evolução do extremo sul do Orógeno Brasília, a estágios pré-colisionais a tardi-colisionais. Por fim a etapa E4 estaria associada ao metamorfismo mais novo em 586Ma, vinculado a estágio colisional associado a evolução do Orógeno Ribeira.

Palavras-chave: formação ferrífera; algoma; neoproterozóico; geocronologia. termobarometria.

## ABSTRACT

AZEVEDO, Ariane Felix Coelho. **Metamorphic evolution of the São João Marcos Iron Formation, Metamorphic evolution of the São João Marcos iron formation, state of Rio de Janeiro.** 2023. 164 f. Thesis (PhD in Geosciences) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

The São João Marcos Iron Formation (SJMIF) has been previously studied between Rio Claro and Mangaratiba-RJ. New occurrences of the iron formation has been found towards Southwest, until the region of Angra dos Reis and Parati, and towards Northeast, until the region of Cacaria/Monumento, following the trend NE-SW. At least two deformational events have affected the rocks studied in this work, Dn and Dn+1, to which four metamorphic stages are related. The oldest (E1) marks the entrance in granulite facies conditions, followed by a second retrometamorphic assemblage (E2) (main stage) of granulite to amphibolite facies. In the final moments of E2, the cooling occurred under relatively constant pressure, in a isobaric cooling path (IBC). The third stage (E3), possibly related to orogenic collapse, is marked by textures that indicate isothermal decompression (ITD path). Finally, a fourth stage (post-Dn or sin-Dn+1) (E4) is characterised by higher metamorphic grade, possibly linked to a new collision. Thermometric calculations for E1 using clinopyroxene composition have reached an average of 792.22°C. For the beginning of E2, it has been obtained an average of 801°C and 5.59 Kbar, being very close to E1. For the final moments of E2, it has been calculated 566.77°C and 4.16 Kbar. There were not thermobarometers for E3 nor E4. Regarding geochronology, the metamafic-metaultramafic rocks have presented paleoproterozoic-archean ages of provenance, and subordinate neoproterozoic. Crystallisation of their protolith has been calculated as 641±2.9 Ma, as well as 3 groups of metamorphic ages: 622-613Ma; 599-598Ma and 587-586Ma. On Other hand, metasedimentary rocks associated with the SJMIF present detritic grains since Archaean to Neoproterozoic, with maximum sedimentation ages in 686 Ma, and 3 groups of metamorphic ages: 647-640Ma; 609-605Ma and 599Ma. The E1 stage would be linked to the 647-640 Ma metamorphism, which is contemporary to the crystallization of the metamafic-metaultramafic rocks, while E2 and E3 would be associated to metamorphic events between 622-598Ma. These metamorphic events would be related to pre-collisional to tardi-collisional stages of the development of Southern Brasília belt. Finally, E4 would be linked to the youngest 586Ma metamorphism, which enunciates a collisional stage of Ribeira Orogen.

Keywords: iron formation; algoma; neoproterozoic; geochronology; termobarometry.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização das áreas visitadas sobre imagem do Google Earth.....	18
Figura 2 –	Cominuição manual dos litotipos alterados (A) e peneira usada no peneiramento (B).....	20
Figura 3 –	Britador de mandíbulas (A) e moinho de discos (B).....	21
Figura 4 –	Mesa vibratória usada na separação das frações leves e densas (A) e pipetagem do concentrado mais denso (B) .....	21
Figura 5 –	Retirada da fração magnética com imã de neodímio (A) e de outras frações densas no equipamento FRANTZ.....	22
Figura 6 –	Separação da fração mais densa em iodeto.....	23
Figura 7 –	<i>Mounts</i> com zircões metalizados e prontos para obtenção das imagens.....	23
Figura 8 –	Subdivisão da Província Mantiqueira em três segmentos e seus principais orógenos.....	26
Figura 9 –	Área de estudo de Azevedo (2018).....	26
Figura 10 –	Mapa tectônico do segmento central do Sistema Mantiqueira, mostrando principalmente a Faixa Ribeira (Central) e sul da Faixa Brasília.....	28
Figura 11 –	Reinterpretação da zona de interferência entre as Faixas Ribeira e Brasília.....	32
Figura 12 –	Ocorrências mais importantes e conhecidas de formações ferríferas do Pré-cambriano, de diferentes idades e tamanhos de depósito.....	42
Figura 13 –	Diagrama esquemático mostrando a abundância relativa das principais formações ferríferas do mundo vs. Tempo.....	43
Figura 14 –	Ambientes de deposição das fácies de formações ferríferas e sua relação espacial.....	44
Figura 15 –	Distribuição dos tipos texturais de FF ao longo do tempo.....	53
Figura 16 –	Exemplos de formação ferrífera granular.....	53

Figura 17 –	Exemplos de FFB/ <i>BIF</i> .....	54
Figura 18 –	Tipos de formações ferríferas e rochas ferríferas precipitadas, seus ambientes de deposição e fácies definidas por James (1954).	55
Figura 19 –	Ambientes tectônicos de deposição das formações ferríferas do tipo Algoma, Superior e Rapitan, e sua distribuição temporal.....	60
Figura 20 –	Litoestratigrafia de algumas formações ferríferas neoproterozóicas.....	62
Figura 21 –	Modelos deposicionais para FF neoproterozóicas.....	63
Figura 22 –	Relação entre a distribuição de eventos de plumas/superplumas ao longo do Pré-cambriano e alguns depósitos minerais selecionados.....	67
Figura 23 –	Desenho esquemático do modelo da foto-oxidação do $Fe^{2+}$ .....	70
Figura 24 –	Desenho esquemático do modelo proposto por Cloud (1968) para explicar a oxidação do $Fe^{2+}$ em óxidos e hidróxidos de $Fe^{3+}$ e deposição como formação ferrífera.....	72
Figura 25 –	Desenho esquemático de precipitação direta do Fe.....	74
Figura 26 –	Microfósseis arqueanos em seções delgadas.....	75
Figura 27 –	Plotagem da média de elementos maiores da fácies óxido dos três tipos de formação ferrífera (Algoma, Superior e Rapitan) com base nos dados disponibilizados pelos autores Gross e McLeod (1980) e Klein e Beukes (1993).....	79
Figura 28 –	Média de alguns elementos-traço de <i>BIFs</i> da Formação Carajás (MG) comparados com tipos Algoma e Superior, normalizados pelo <i>UCC</i> .....	80
Figura 29 –	Gráficos de distribuição de elementos terras raras de várias formações ferríferas de diferentes idades normalizados pelo <i>NASC</i> .....	82
Figura 30 –	Afloramento típico do Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaisse do embasamento, mostrando intercalação com nível de material porfírico (tracejado), possivelmente intrusivo.....	86
Figura 31 –	Fotomicrografias dos gnaisses do embasamento da Sequência Metavulcânossedimentar descrita na área estudada.....	86
Figura 32 –	Aspecto em afloramento dos três litotipos de rochas metamáficas	

	e metaultramáfica em contato direto com a Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera na região de Mangaratiba-Rio Claro (RJ).....	88
Figura 33 –	Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas de rochas metaultramáficas.....	89
Figura 34 –	Fotomicrografias das lâminas THM-341 e THM-289 (anfíbolitos) sob luz transmitida.....	90
Figura 35 –	Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas AFC-73-B e THM-207-B (anfíbolitos).....	91
Figura 36 –	Exemplo de afloramento de quartzito impuro, com textura grossa (sal grosso), e detalhe à direita no ponto AFC-33.....	92
Figura 37 –	Fotomicrografia sob luz transmitida da lâmina AFC-42-B (quartzito impuro).....	93
Figura 38 –	Fotomicrografia de quartzito impuro (lâmina AFD-08-D).....	93
Figura 39 –	Exemplo de silimanita quartzito.....	94
Figura 40 –	Fotomicrografia sob luz transmitida da lâmina AFC-21-A (silimanita quartzito).....	94
Figura 41 –	Exemplo da FFSJM contendo granada e ortopiroxênio.....	95
Figura 42 –	Fotomicrografias de lâmina delgada de Formação Ferrífera Bandada (THM-324-B) sob luz transmitida e refletida.....	97
Figura 43 –	Estimativas de composição das lamelas exsolvidas de espinélio e espinélio granular na borda de ilmenita.....	98
Figura 44 –	Exemplo de lâminas de amostras de fácies silicato e mista entre óxido e silicato da FFSJM da região de Mangaratiba-Rio Claro....	99
Figura 45 –	Lâmina da amostra AFC-88-C (fácies silicato) da FFSJM.....	100
Figura 46 –	Exemplo de quartzito (amostra AFD-39) com “cavidades” preenchidas por piroxênio, anfíbolios e argilominerais, possivelmente fácies silicato da FFSJM intemperizada.....	101
Figura 47 –	Afloramentos do (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss com leucossoma e intercalado com rocha calciossilicática. Ponto AFD-06 e AFD-07.....	102
Figura 48 –	Afloramento do (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss intercalado com mármore (camadas e lentes brancas) na região de Cacaria. Ponto AFD-74.....	103

Figura 49 –	Fotomicrografias do (Sillimanita)-granada-biotita gnaissse.....	103
Figura 50 –	Rochas meta-intrusivas em afloramento e lâmina delgada.....	104
Figura 51 –	Estereograas apresentando os polos dos planos de foliação Sn e lineações Ln na área de estudo.....	107
Figura 52 –	A) Gráfico com a idade concordante de cristalização para a amostra AFC-29; B) Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão.....	110
Figura 53 –	Gráfico com a idade concordante metamórfica calculada com cinco bordas de sobrecrecimento.....	111
Figura 54 –	Gráfico <i>all zircons</i> (A) e imagens de CL de grãos representativos (B).....	112
Figura 55 –	Gráfico <i>all zircons</i> (A), concórdia obtida com 8 grãos e imagens de CL de grãos representativos (C).....	113
Figura 56 –	Gráfico <i>all zircons</i> (A), concórdia obtida com 5 grãos e imagens de CL de grãos representativos (C).....	114
Figura 57 –	Gráfico <i>all zircons</i> (A), concórdias obtidas com dois conjuntos de dados (B), e imagens de CL de grãos representativos (C).....	115
Figura 58 –	A) Histograma com todas as análises concordantes mostrando predominância de dados de idade neoproterozoica; B) Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão.....	116
Figura 59 –	Idade metamórfica calculada em bordas e grãos metamórficos da amostra THM-97-Q.....	117
Figura 60 –	Histograma com todas as análises concordantes em grãos detríticos da amostra THM-40 e imagens de catodoluminescência de grãos de zircão.....	118
Figura 61 –	Idade metamórfica em bordas e grãos metamórficos da amostra THM-40.....	118
Figura 62 –	A) Histograma com todas as análises concordantes em grãos detríticos da amostra THM-18; B) Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão.....	119
Figura 63 –	Idade metamórfica calculada em bordas e grãos metamórficos da amostra THM-18.....	120
Figura 64 –	Diagrama Epsilon-Hf x Idade em Ma.....	122

Figura 65 –	Curva <i>solvus</i> para o sistema Magnetita-Hercinita sob pressão fixa em 2 Kbar.....	127
Figura 66 –	Diagrama P-T mostrando os efeitos da adição do componente enstatita ( $X_{en}$ ) na estabilidade do ortopiroxênio rico em ferro.....	128

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Análise química da fácies Sulfeto do distrito de Iron River, Michigan (EUA).....	45
Tabela 2 –	Análises químicas de oito amostras da fácies carbonato, de várias localidades estudadas.....	46
Tabela 3 –	Composição mineralógica calculada com base na composição química de cada amostra.....	47
Tabela 4 –	Composição química de amostras representativas da fácies óxido. A) Formações ferríferas com hematita dominante; B) e C) Formações ferríferas com magnetita dominante.....	48
Tabela 5 –	Análises químicas de algumas amostras da fácies silicato em regiões diversas (EUA).....	49
Tabela 6 –	Resumi das principais características das fácies (sulfeto, carbonato, silicato e óxido).....	50
Tabela 7 –	Média dos elementos maiores (na forma de % de óxidos) dos tipos Superior e Algoma, por fácies dominante.....	77
Tabela 8 –	Comparação entre os tipos Algoma e Superior (elementos maiores).....	78
Tabela 9 –	Análise química de elementos maiores (% de óxidos) de formações ferríferas do tipo Rapitan.....	78

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	16
1	<b>OBJETIVOS.....</b>	17
2	<b>LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA.....</b>	18
3	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	19
3.1	<b>Etapa pré-campo e de campo.....</b>	19
3.2	<b>Etapa de laboratório.....</b>	19
3.3	<b>Etapa pós-campo.....</b>	24
4	<b>GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	25
4.1	<b>A Província Mantiqueira.....</b>	25
4.2	<b>A Faixa Ribeira e seu Setor Central.....</b>	27
4.3	<b>A Zona de Interferência entre as faixas Ribeira e Brasília.....</b>	30
4.4	<b>O Complexo Costeiro.....</b>	33
4.5	<b>Evolução tectono-metamórfica da Faixa Ribeira e setor sul da Faixa Brasília.....</b>	37
5	<b>ESTADO DA ARTE SOBRE FORMAÇÕES FERRÍFERAS.....</b>	39
5.1	<b>Nomenclatura.....</b>	39
5.2	<b>Distribuição e ocorrências.....</b>	41
5.3	<b>Classificação.....</b>	43
5.3.1	<b><u>Classificação mineralógica (fácies)</u> .....</b>	43
5.3.1.1	Fácies Sulfeto.....	44
5.3.1.2	Fácies Carbonato.....	45
5.3.1.3	Fácies Silicato.....	47
5.3.1.4	Fácies Silicato.....	48
5.3.2	<b><u>Classificação Textural</u>.....</b>	51
5.3.3	<b><u>Classificação Paleoambiental</u>.....</b>	54
5.3.3.1	Tipo Algoma.....	57
5.3.3.2	Tipo Superior.....	58
5.3.3.3	Tipo Rapitan.....	59
5.3.3.4	Formações ferríferas neoproterozóicas não relacionadas a eventos de	60

	glaciação.....	
5.4	<b>Mecanismos de precipitação e origem do ferro em formações ferríferas.....</b>	64
5.4.1	<u>Evolução dos conhecimentos.....</u>	64
5.4.2	<u>Plumas mantélicas, depósitos VMS e Formações Ferríferas.....</u>	66
5.4.3	<u>Mecanismos de precipitação de ferro e sílica.....</u>	68
5.4.3.1	Ferro-oxidação.....	69
5.4.3.2	Modelos biológicos.....	70
5.5	<b>Litoquímica de formações ferríferas.....</b>	77
5.5.1	<u>Elementos maiores.....</u>	77
5.5.2	<u>Elementos traço.....</u>	79
5.5.3	<u>Elementos terras raras.....</u>	81
6	<b>CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA.....</b>	85
6.1	<b>Caracterização dos litotipos ocorrentes e petrografia.....</b>	85
6.1.1	<u>Embasamento.....</u>	85
6.1.2	<u>Sequência Metavulcanossedimentar.....</u>	87
6.1.2.1	Unidade Metamáfica-metaultramáfica.....	87
6.1.2.2	Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera.....	92
6.1.2.2.1	<i>Quartzitos puros a impuros.....</i>	92
6.1.2.2.2	<i>Sillimanita quartzito.....</i>	93
6.1.2.2.3	<i>Formação Ferrífera São João Marcos.....</i>	95
6.1.2.3	Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaïsse.....	103
6.1.3	<u>Unidade Metaígneia Intrusiva.....</u>	104
6.2	<b>Geologia Estrutural e Metamorfismo.....</b>	105
6.3	<b>Geocronologia U/Pb.....</b>	109
6.3.1	<u>AFC-29 (anfíbolito) .....</u>	109
6.3.2	<u>AFC-67-B (anfíbolito) .....</u>	111
6.3.3	<u>AFC-15-I (meta-anortosito) .....</u>	112
6.3.4	<u>AFC-15-J (metamáfica) .....</u>	113
6.3.5	<u>AFC-15-K (metaultramáfica) .....</u>	114
6.3.6	<u>THM-97Q (FFSJM) .....</u>	115
6.3.7	<u>THM-40 (Sillimanita-granada-biotita gnaïsse) .....</u>	117
6.3.8	<u>THM-18 (quartzito) .....</u>	119

6.4	<b>Geocronologia Lu/Hf</b> .....	120
6.4.1	<u>Amostra AFC-15-I (meta-anortosito)</u> .....	120
6.4.2	<u>Amostra AFC-15-J (metamáfica)</u> .....	121
6.4.3	<u>Amostra AFC-15-K (metaultramáfica)</u> .....	121
6.4.4	<u>Amostra AFC-67-B (anfíbolito)</u> .....	121
6.5	<b>Termobarometria</b> .....	122
7	<b>DISCUSSÕES</b> .....	125
7.1	<b>Sobre a geologia da FFSJM e correlações regionais</b> .....	125
7.2	<b>Sobre as fases de deformação e as etapas metamórficas</b> .....	126
7.3	<b>Sobre a geocronologia das rochas metamáficas e metaultramáfica e sua relação com a FFSJM</b> .....	130
7.3.1	<u>Análises U/Pb</u> .....	130
7.3.2	<u>Análises Lu/Hf</u> .....	132
7.4	<b>Sobre as classificações para a FFSJM e novas ocorrências</b> .....	133
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	134
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	137
	<b>ANEXO A</b> – Mapa de pontos visitados.....	155
	<b>ANEXO B</b> – Mapa de pontos na Área 01.....	156
	<b>ANEXO C</b> – Mapa de pontos na Área 02.....	157
	<b>ANEXO D</b> – Mapa de pontos na Área 03.....	158
	<b>ANEXO E</b> – Mapa de pontos na Área 04.....	159
	<b>ANEXO F</b> – Tabelas de geocronologia.....	160
	<b>ANEXO G</b> – Tabelas de química mineral e termobarometria.....	161
	<b>ANEXO H</b> – Artigo publicado.....	162
	<b>ANEXO I</b> – Artigo submetido.....	163
	<b>ANEXO J</b> – Mapa de pontos sobre mapa geológico (Azevedo, 2018)....	164

## INTRODUÇÃO

As formações ferríferas foram definidas inicialmente por James (1954) como rochas sedimentares de origem química contendo 15% ou mais de ferro de origem sedimentar, podendo ou não apresentar camadas de *chert*. Possuem uma grande distribuição espacial e temporal, ocorrendo em diversos lugares do mundo e em todos os continentes, com idades que variam do Arqueano (~3,8 Ga) até desaparecerem em aproximadamente 1,8 Ga e reaparecerem entre 0,8-0,6 Ga (KLEIN, 2005). Além da sua relevância econômica, estas rochas podem fornecer ainda importantes informações acerca das suas condições de precipitação, permitindo a reconstrução do seu ambiente de formação bem como a determinação de fatores atmosféricos, hidrosféricos, biosféricos e tectônicos envolvidos.

Em sua dissertação de mestrado, Azevedo (2018) definiu e estudou a gênese da Formação Ferrífera São João Marcos (FFSJM) no Estado do Rio de Janeiro, a qual ocorre dobrada juntamente com as rochas associadas em uma extensa faixa de *trend* NE-SW, sendo interpretada como parte do contexto geotectônico da Faixa Brasília. A FFSJM possui ainda intrínseca relação com rochas máficas e ultramáficas, e foi datada do Neoproterozóico (~713 Ma – limite superior da sedimentação) (HOFFMANN, 2016), sendo classificada como tipo Algoma Neoproterozóico (AZEVEDO, 2018).

A FFSJM foi submetida a, pelo menos, duas fases de deformação dúctil: D<sub>n</sub> e D<sub>n+1</sub>, as quais englobam quatro momentos ou etapas metamórficas (E1-E4) que registram metamorfismo com pico em fácies granulito, seguido por retrometamorfismo em fácies anfíbolito a xisto verde (AZEVEDO, 2018). Estas etapas possivelmente refletem um estágio colisional na Faixa Brasília, o seu colapso orogênico, e a ressurgência de condições de mais alto grau correlacionadas ao primeiro evento colisional da Faixa Ribeira, visto que a área está localizada na Zona de Interferência entre estas duas faixas móveis, de acordo com conhecimentos mais recentes (TROUW et al., 2013; HOFFMANN, 2016).

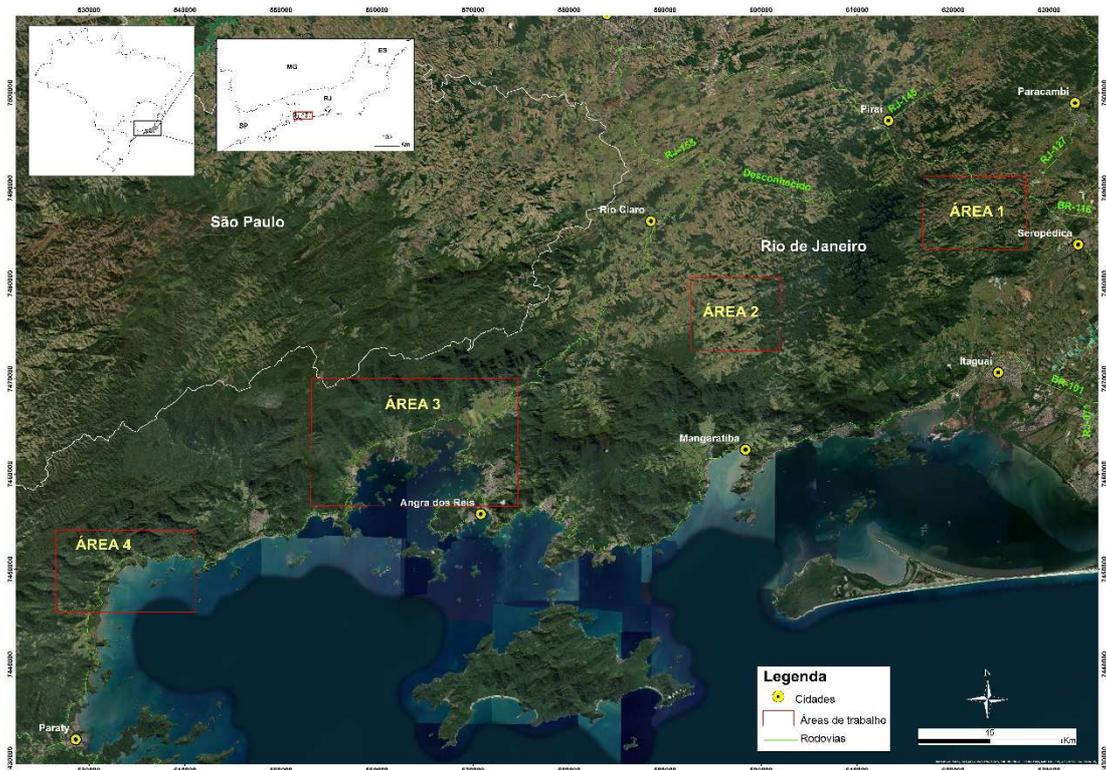
## 1 OBJETIVOS

A área estudada, que engloba a FFSJM, compreende no mínimo 4 estágios metamórficos. O objetivo deste trabalho reside no detalhamento da trajetória metamórfica da FFSJM e rochas associadas, isto é, delimitar com precisão as condições de pressão e temperatura de cada estágio, e, se possível, datar estas etapas. Para isto, a autora utilizou de datações U-Pb e Lu-Hf em zircões de rochas metamáficas e metaultramáficas que ocorrem em campo associadas à FFSJM e análises em microsonda eletrônica. Estas abordagens são de extrema importância no entendimento da evolução das duas principais faixas móveis neoproterozóicas do sudeste brasileiro, Ribeira e Brasília e na inserção da área em um contexto regional.

## 2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA

A coleta de amostras para realização deste trabalho se deu próximo aos os municípios de Mangaratiba e Rio Claro, e ao longo do mesmo *trend* da área estudada previamente por Azevedo (2018), passando pelas folhas topográficas fornecidas pelo IBGE na escala 1:50.000: Pirai (SF-23-Z-A-VI-I), Mangaratiba (SF-23-Z-A-V-4), Cunhambebe (SF-23-Z-A-V-3) e Parati (SF-23-Z-C-I-2), no Estado do Rio de Janeiro. A coleta de amostras para estudos petrográficos, químicos e geocronológicos se concentraram nestas regiões, em áreas numeradas de 1 a 4, com a localização dos pontos visitados apresentada nos mapas do Anexo I. O acesso se fez através da rodovia Presidente Dutra (BR-116), partindo da cidade do Rio de Janeiro e estradas de terra que dão acesso a fazendas. As quatro áreas de distribuição de pontos estão resumidas na figura 1 a seguir.

Figura 1 – Localização das áreas visitadas sobre imagem do Google Earth.



Fonte: A autora, 2023.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia deste trabalho contou com as seguintes etapas: pré-campo; campo; laboratório e pós campo, detalhadas a seguir.

#### 3.1 Etapa pré-campo e de campo

Consistiu na pesquisa bibliográfica sobre modelos genéticos de formações ferríferas e sobre o contexto geotectônico regional da FFSJM. Também foi feita visita a campo para coleta de amostras nas regiões das folhas topográficas Pirai, Mangaratiba, Cunhambebe e Parati, tomando como base o mesmo *trend* do mapa realizado durante o trabalho de Azevedo (2018) e citações feitas em literatura, principalmente nos relatórios do Projeto Carta Geológica (SPERLING; BALTAZAR; VIEIRA, 1983), que faz referência a “quartzitos com material avermelhado”, possíveis formações ferríferas.

#### 3.2 Etapa de laboratório

Esta etapa consistiu na preparação de amostras e realização de análises geocronológica U-Pb e Lu-Hf em zircão, petrografia e geoquímica mineral em microsonda eletrônica.

A geocronologia por U-Pb em zircão em amostras de rochas metamáficas e metaultramáfica coletadas na área de estudo de Azevedo (2018) teve como objetivo a datação das idades de metamorfismo associadas a cada etapa metamórfica e a idade de cristalização das mesmas. A petrografia teve como foco a determinação das paragêneses metamórficas de cada etapa e reconhecimento das assembleias mineralógicas da área. Por fim, a geoquímica mineral teve como objetivo a determinação das condições (T, P) de cada etapa metamórfica para a área em que ocorre a FFSJM.

Para análise geocronológica, foram selecionadas quatro amostras, sendo 1 meta-anortosito alterado (AFC-15-I), 1 metamáfica alterada (AFC-15-J) e 1 metaultramáfica

alterada (AFC-15-K), além de 1 metamáfica fresca (AFC-67-B). De cada litotipo, foram coletados cerca de 10 a 15 Kg e foram escolhidas suas porções mais representativas, com o mínimo possível de veios de quartzo ou diques de outras rochas. Os procedimentos descritos a seguir foram realizados no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da UERJ (LGPA) na cidade do Rio de Janeiro.

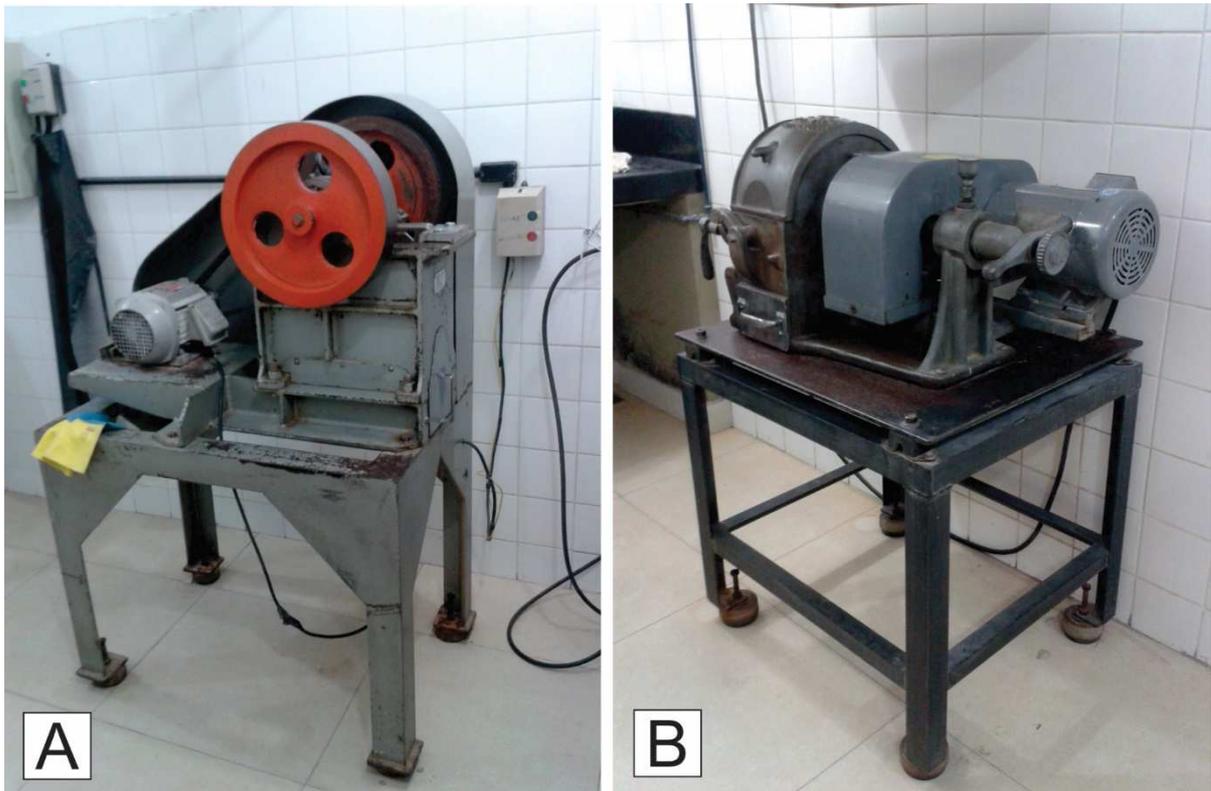
Os litotipos alterados passaram pelo processo de cominuição manual e peneiramento até obter-se uma fração bastante fina (menor que 200 mesh ou 0,074 mm) (Figura 2). Os litotipos frescos passaram pelo processo de britagem em britador de mandíbulas (Figura 3A) e moagem em moinho de discos (Figura 3B), seguido por peneiramento, até obter-se uma fração menor que 250 mesh (0,062 mm).

Figura 2 – Cominuição manual dos litotipos alterados (A) e peneira usada no peneiramento (B)



Fonte: A autora, 2023.

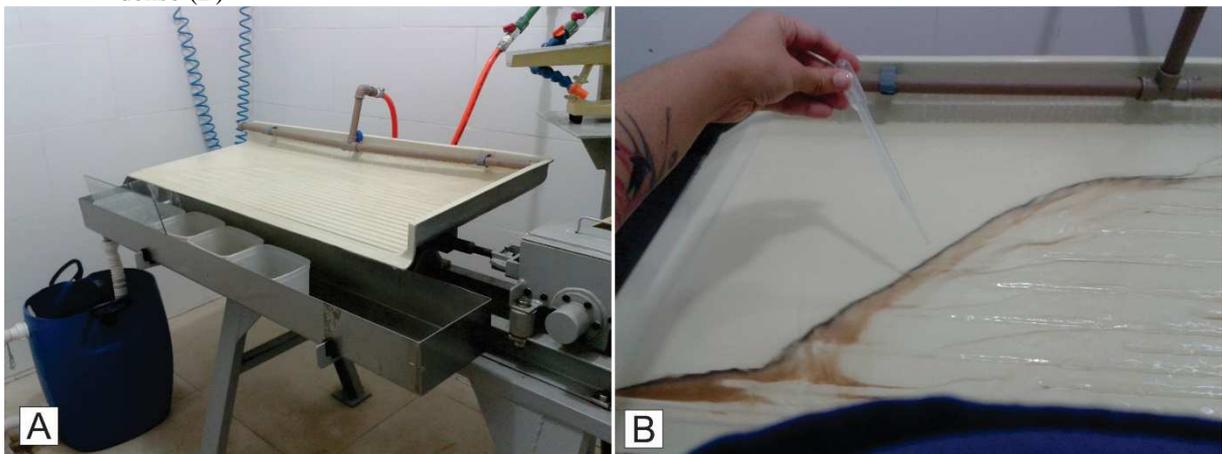
Figura 3 – Britador de mandíbulas (A) e moinho de discos (B).



Fonte: A autora, 2023.

Após esta etapa, seguiu-se a seleção em mesa hidrodinâmica (Figura 4A) para separação das frações leves e das pesadas. Foi coletado com pipeta (Figura 4B) apenas a fração mais densa.

Figura 4 – Mesa vibratória usada na separação das frações leves e densas (A) e pipetagem do concentrado mais denso (B)



Fonte: A autora, 2023.

Após secagem do concentrado mais denso, com auxílio do imã de mão (Figura 5A), foi retirada a fração magnética, composta principalmente por magnetita, e do FRANTZ (*Magnetic Barrier Laboratory Separator*) (Figura 5B), outras frações mineralógicas densas, como, por exemplo, apatita e titanita.

Figura 5 – Retirada da fração magnética com imã de neodímio (A) e de outras frações densas no equipamento Frantz (B)



Fonte: A autora, 2023.

Com o objetivo de concentrar mais ainda os grãos de zircão, o concentrado obtido na etapa anterior passou por separação em líquido denso (bromofórmio e iodeto) (Figura 6) e depois de seco, foi encaminhado ao Multilab-UERJ para seleção dos grãos de zircão, organização dos mesmos em *mounts*, polimento, metalização e realização das imagens de catodoluminescência (Figura 7). As análises foram feitas utilizando o equipamento Neptune, que corresponde a um espectrômetro de massa por ablação a laser - *Laser Ablation Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer* (LA – MC – ICP – MS). Para realização dos gráficos, utilizou-se o software ISOPLLOT.

Figura 6 – Separação da fração mais densa em iodeto



Fonte: A autora, 2023.

Figura 7 – *Mounts* com zircões selecionados metalizados e prontos para a obtenção das imagens.



Fonte: A autora, 2023.

As lâminas petrográficas foram confeccionadas no LGPA-UERJ, e aquelas selecionadas para microsonda foram polidas no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) do Rio de Janeiro. 4 lâminas que já estavam preparadas sem lamínula do mestrado de Azevedo (2018) foram selecionadas para termobarometria. As descrições petrográficas foram

conduzidas no Laboratório de Petrografia da UERJ (LPetro-UERJ). As análises em microsonda foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UFRJ (Labsonda-UFRJ) após criteriosa seleção dos grãos para termobarometria.

### **3.3 Etapa pós-campo**

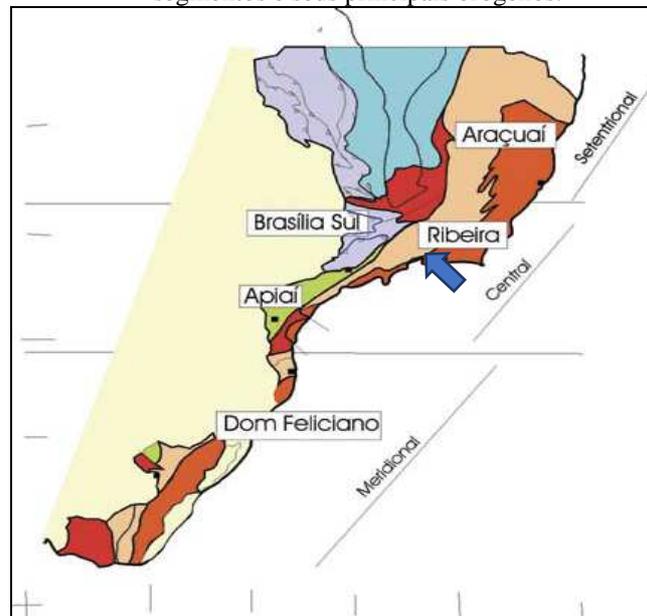
Consistiu na preparação desta tese e artigo através da junção de todas as informações das etapas anteriores. Para as interpretações, considerou-se também 4 amostras analisadas por Hoffmann (2022): THM97Q (FFSJM), THM29 (anfíbolito), THM40 (quartzito) e THM18 ((silimanita)-granada-biotita gnaisse), as quais fazem parte da Sequência Metavulcanossedimentar aqui estudada.

## 4 GEOLOGIA REGIONAL

### 4.1 A Província Mantiqueira

A área de estudo deste trabalho insere-se na Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981), a qual constitui um sistema orogênico neoproterozóico-cambriano que se estende do sul da Bahia, próximo ao paralelo 15°, ao Uruguai, fazendo limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná e bordejada a leste pela margem continental e bacias do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (HEILBRON et al., 2004). O desenvolvimento da Província Mantiqueira ocorreu em um período compreendido entre 880 Ma e 480 Ma, sendo constituída por um conjunto de orógenos distribuídos em setores, a saber: Araçuaí no setor setentrional; Brasília, Ribeira e Apiaí no setor central, e Dom Feliciano e São Gabriel no setor meridional. Há ainda uma complexa Zona de Interferência entre os orógenos Brasília (porção meridional) e Ribeira (segmento central) (HEILBRON et al., 2004). Desta orogenia neoproterozoica resultou a amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental. De acordo com modelos mais antigos, a área de estudo deste trabalho está compreendida dentro do contexto da porção central da Faixa Ribeira (Figura 8), dando continuidade ao trabalho de Azevedo (2018), cujo mapa de localização encontra-se na Figura 9.

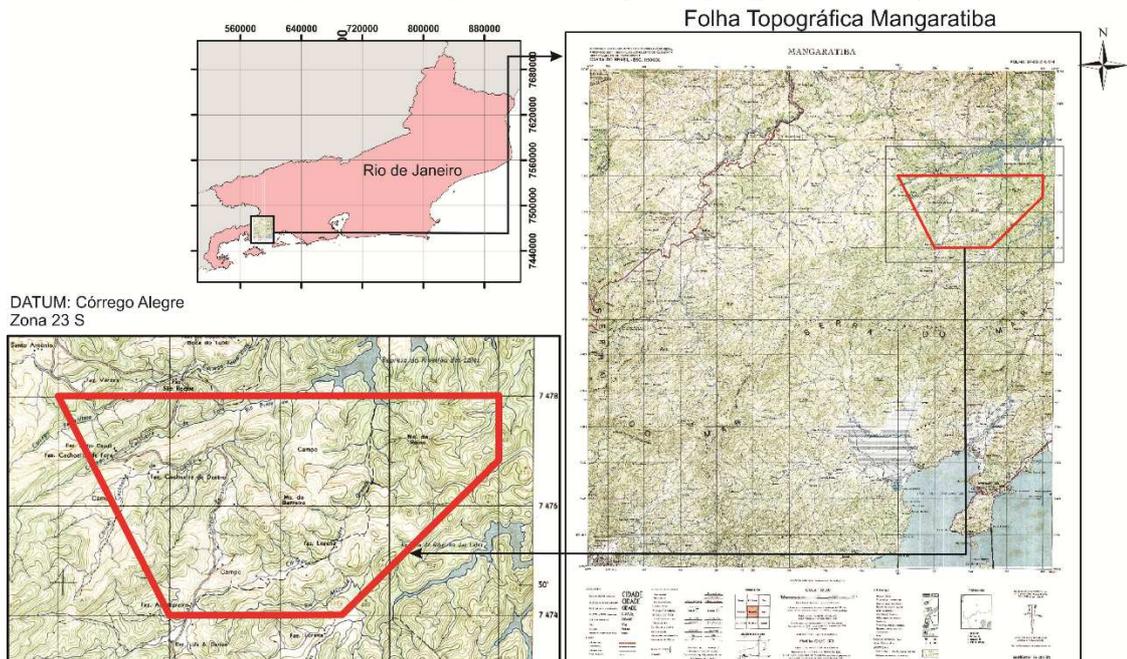
Figura 8 - Subdivisão da Província Mantiqueira em três segmentos e seus principais orógenos.



Nota: A área estudada neste trabalho está indicada pela seta.  
 Fonte: Heilbron et al. (2004).

Figura 9 – Área de estudo de Azevedo (2018).

Mapa de localização da área mapeada (polígono vermelho)



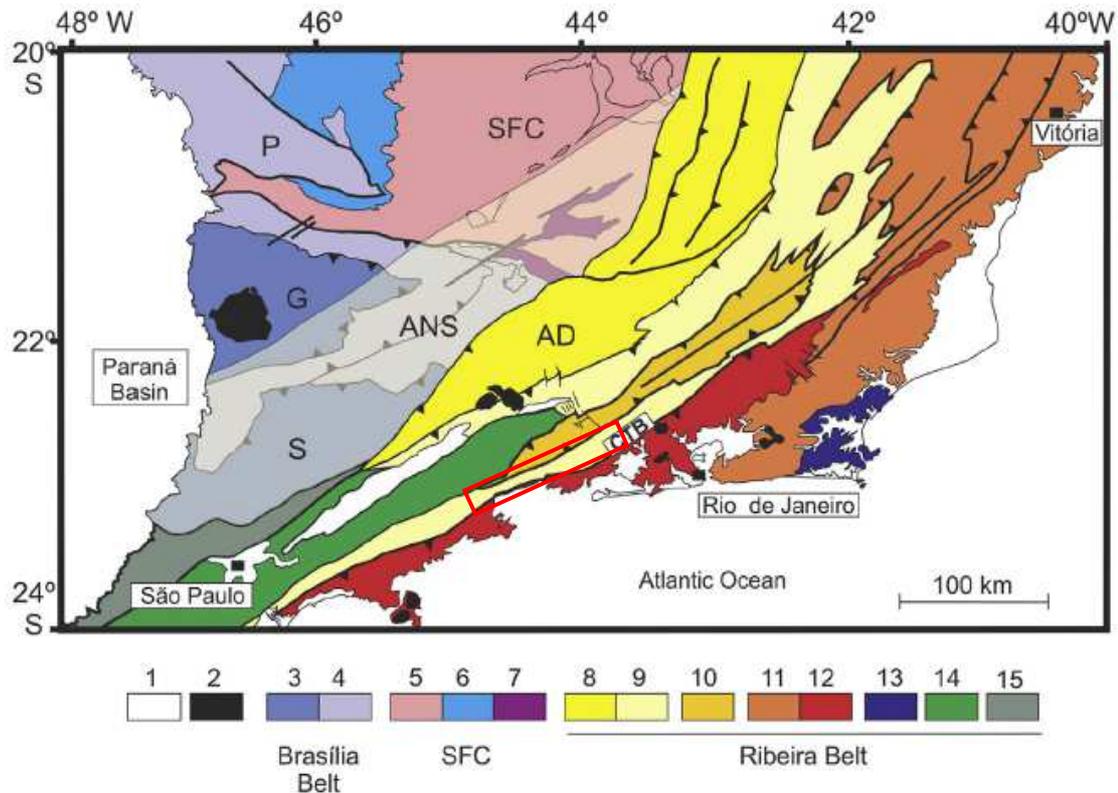
Fonte: A autora, 2022.

## 4.2 A Faixa Ribeira e seu Setor Central

A Faixa Ribeira corresponde a um orógeno de *trend* NE-SW resultante da interação entre o Paleocontinente São Francisco e outras placas e/ou microplacas, e/ou arcos de ilhas, situados a sudeste deste paleocontinente (HEILBRON et al., 2000; 2004), bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo (HEILBRON et al., 2007). 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; PACIULLO, RIBEIRO, 1994; TROUW et al. 2000, 2013); e a norte, transiciona para a Faixa Araçuaí. Os limites entre a Faixa Ribeira e a Araçuaí parecem ser mais de caráter geográfico, uma vez que estes orógenos mostram *trend* estrutural contínuo, sucessões metassedimentares relacionadas a eventos extensionais pós-1.8 Ga, e uma história neoproterozóica colisional em comum (HEILBRON et al., 2004).

O segmento central da Faixa Ribeira é composto de terrenos tectono-estratigráficos empilhados, resultante de colisão oblíqua, cuja deformação principal exhibe partição entre zonas de encurtamento frontal e zonas de componente transpressivo dextral (HEILBRON et al., 2007). Estes terrenos (Ocidental, Paraíba do Sul/Embu, Oriental e Cabo Frio) são limitados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas dextrais (HEILBRON et al., 2004, 2007). A principal região de sutura é representada pelo Limite Tectônico Central (*Central Tectonic Boundary – CTB*), uma complexa zona de cisalhamento que divide os terrenos Oriental e Ocidental (TROUW et al., 2000). A subducção que precedeu a colisão entre os dois terrenos ocorreu em direção ao sudeste, em que a paleoplaca Sanfranciscana foi subduzida por baixo da paleoplaca que continha o terreno Oriental, formando o Arco Magmático Rio Negro (HEILBRON et al., 2004, 2008). A figura 10 a seguir mostra a disposição destes terrenos, incluindo a interpretação inicial da junção entre os cinturões Ribeira e Brasília.

Figura 10 – Mapa tectônico do segmento central do Sistema Mantiqueira, mostrando principalmente a Faixa Ribeira (Central) e sul da Faixa Brasília.



Legenda: 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília Sul (3-4): 3- *Nappe* Socorro (S)-Guaxupé (G); 4- Sistema de *Nappes* Andrelândia (ANS) e Passos (P); Cráton São Francisco (5-7): 5- Embasamento do Cráton São Francisco; 6- Cobertura do São Francisco (Grupo Bambuí); 7- Cobertura (rochas metassedimentares autóctones e paraúctones); Orógeno Ribeira (8-15): 8- Domínio Andrelândia (AD); 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Terreno Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo: 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; 14- Terrenos Embu; 15- Terreno Apiaí. CTB: Limite Tectônico Central. A área hachurada corresponde à Zona de Interferência.

Nota: A área de distribuição dos pontos deste trabalho insere-se dentro do polígono.

Fonte: Trouw et al. (2013).

O **Terreno Ocidental** representa a margem passiva do Paleocôntinente São Francisco, retrabalhada (HEILBRON et al., 2008). É subdividido nos domínios estruturais Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, de noroeste para sudeste (HEILBRON et al., 2008).

O Domínio Autóctone é composto por um embasamento arqueano a paleoproterozoico, que inclui associações granito-*greenstone belt* (Complexo Barbacena e Supergrupo Rio das Velhas), ortognaisses, migmatitos, granulitos e rochas metaígneas intrusivas, recoberto em discordância por sucessões metassedimentares mesoproterozoicas São João del Rei e Carandaí (RIBEIRO et al., 1995) e pela Megassequência Andrelândia neoproterozóica (HEILBRON et al., 2004).

O Domínio Andrelândia inclui rochas da Megassequência Andrelândia e um embasamento pré-1,8 Ga do Complexo Mantiqueira, o qual inclui ortognaisses bandados e migmatíticos com lentes de rochas dioríticas e anfibolitos (HEILBRON et al., 2007, 2016). A Megassequência Andrelândia representaria uma bacia de margem passiva com fácies plataformais na sequência basal (Sequência Carrancas) e distais superiores (Sequência Serra do Turvo) (PACIULLO et al., 2003).

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 (TROUW et al., 2000). Embasamento e cobertura, neste domínio, encontram-se tectonicamente intercalados, separados tectonicamente por zonas de cisalhamento de *trend* NEE-SW, e metamorfisados em fácies granulito (HEILBRON et al., 2007; 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 granitóides 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 neste domínio é representada por sucessões metassedimentares pelíticas a semipelíticas, com idades entre 1,0 e 0,79 Ga (RIBEIRO et al., 1995; SOLLNER; TROUW, 1997; TUPINAMBÁ et al., 2007).

Os terrenos **Paraíba do Sul** e **Embu**, como originalmente mencionados em Heilbron et al. (2004), parecem transicionar entre si, sendo definidos como única entidade tectônica, porém, seu papel na reconstrução dos paleocontinentes e/ou demais terrenos ainda é incerta (TROUW et al., 2013). O terreno **Paraíba do Sul** é composto pelo Complexo Quirino, um embasamento paleoproterozoico composto principalmente por ortognaisses contendo hornblenda com enclaves de rochas ultramáficas, máficas e calciossilicáticas, sillimantita-granada-biotita gnaisses, mármore dolomíticos e calciossilicáticas, enquanto o **Embu** contém um embasamento lenticular paleoproterozoico datado de 2,0 Ga (BABINSKI et al., 2001) e rochas metassedimentares do Complexo Embu (FERNANDES et al., 1991; HEILBRON et al., 2004). Duas zonas de cisalhamento limitam o Terreno Embu: Caucaia-Rio Jaguari-Buquira, a nordeste, e Cubatão, a sudeste (TROUW et al., 2013).

O **Terreno Oriental** conta com o Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e Domínio Italva, imbricados na direção NW contra a margem retrabalhada do Cráton São Francisco

(HEILBRON; MACHADO, 2003). Encontra-se justaposto ao Terreno Ocidental através do Limite Tectônico Central. O Domínio Cambuci, mais basal, inclui biotita gnaisses bandados, granada gnaisses e mármores, além de leucocharnockitos e charnoenderbitos (São João do Paraíso) e rochas do Complexo Serra da Bolívia, o qual representa um arco magmático instalado no Domínio Cambuci, segundo dados de Heilbron et al. (2013). O Domínio Costeiro, justaposto ao Cambuci, inclui gnaisses kinzigíticos geralmente migmatizados da unidade São Fidelis, e, uma unidade superior (São Sebastião do Alto), composta por granada-hornblenda-biotita gnaiss migmatítico, quartzitos, lentes calciossilicáticas, gonditos e anfíbolitos (TUPINAMBÁ et al., 2007). Além das unidades supracitadas, ocorrem intrusos nos gnaisses do Domínio Costeiro ortognaisses do Complexo Rio Negro (TROUW et al., 2013). O Domínio Italva é representado por uma *klippe* sinformal sobre o Domínio Costeiro, que inclui ortognaisses do Complexo Serra da Prata e uma unidade metavulcanossedimentar denominada Grupo Italva (PEIXOTO, 2017; TUPINAMBÁ et al., 2007).

O **Terreno Cabo Frio** foi tardiamente acrescentado à Faixa Ribeira, colidindo contra o Terreno Oriental, (HEILBRON et al., 2004). Inclui a Sucessão Búzios, que contém metassedimentos aluminosos com intercalações de calciossilicáticas e corpos anfíbolíticos, e a Palmital, que contém silimanita-granada-biotita gnaisses intercalados com calciossilicáticas e granada quartzitos (HEILBRON et al., 2004). Como embasamento, tem-se ortognaisses com ca. 1,9 Ga do Complexo Região dos Lagos (HEILBRON et al., 2004).

Em trabalho mais recente, Heilbron et al. (2020) reagruparam os terrenos supracitados em: Terreno Ocidental, Superterreno Central (que inclui o Terreno Paraíba do Sul/Embu e o Domínio Cambuci), Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio. De acordo com seu modelo, a área de distribuição de pontos deste trabalho localiza-se no Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental.

#### 4.3 A 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). Desta colisão, resultou o Sistema de *Nappes* Andrelândia, composto de metassedimentos extremamente

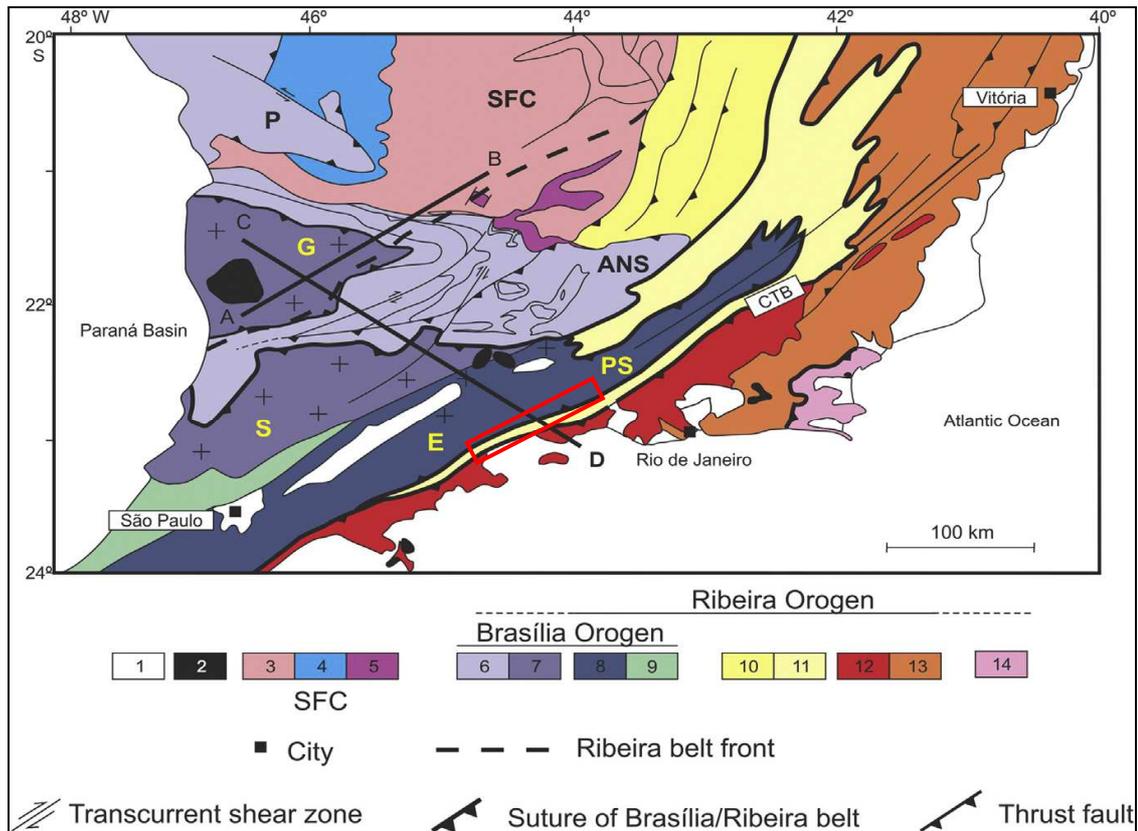
deformados da Megassequência Andrelândia, os quais exibem metamorfismo tectonicamente inverso, gradando, da base para o topo, de fácies anfíbolito a granulito de alta pressão (PACIULLO et al., 2000; CAMPOS NETO et al., 2004, 2007, 2010; TROUW et al., 2013). Intercalado nas *nappes*, ocorre um embasamento ortognaissico, o qual é interpretado como derivado do paleocontinente São Francisco (TROUW et al., 2000; PETERNEL et al., 2005) ou como parte de arco de ilhas paleoproterozoico (CAMPOS NETO et al., 2011).

A margem ativa do paleocontinente Paranapanema é representada pela *Nappe* Socorro-Guaxupé, ocorrendo no topo do Sistema de *Nappes* Andrelândia (CAMPOS NETO; CABY, 1999, 2000), representando uma lasca de crosta continental profunda, englobando unidades granulito-granito-migmatíticas, interpretada como raiz de arco magmático, e unidades metavulcanossedimentares metamorfisadas em facies anfíbolito a xisto verde, interpretada como registro de bacias sedimentares de *back-arc* a *fore-arc* (CAMPOS NETO et al., 2007). Possui dois lobos (Socorro e Guaxupé), e é correlata ao arco magmático de Goiás (TROUW, et al., 2013).

Ribeiro et al. (1995); Trouw et al. (1994, 2000); Peternel et al. (2005), Heilbron et al. (2008) e, mais recentemente, Trouw et al. (2013), já discutiram sobre uma zona em que a deformação e metamorfismo da Faixa Ribeira sobrepõe a porção sul da já estruturada Faixa Brasília. Como estes dois cinturões são ortogonais, a área em que ocorre a interferência é caracterizada por estruturas superpostas com vergência contrastante e isógradas metamórficas que truncam mais antigas (TROUW et al., 2013).

Trouw et al. (2013), após os vários modelos anteriores propostos para a Zona de Interferência, a reinterpreta propondo que o Terreno Paraíba do Sul/Embu, 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, parte da área de estudo deste trabalho, conforme mostra a figura 11 a seguir.

Figura 11 – 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 de estudo deste trabalho dentro do polígono.

Fonte: Trouw et al. (2013)

Hoffmann (2016), em sua dissertação de mestrado, concluiu que as características estruturais, metamórficas, magmáticas e geocronológicas da Faixa Ganulítica (entre Rio Claro e Mangaratiba) por ele estudada, até então atribuída ao contexto de evolução da Faixa Ribeira, se assemelham à história evolutiva da *Nappe Socorro-Guaxupé*, pertencente ao sul da Faixa Brasília, 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). Assim, de acordo com modelos mais recentes (TROUW et al., 2013; HOFFMANN, 2016), a área de estudo do presente trabalho encontra-se na Faixa Brasília, dentro do contexto da Zona de Interferência com a Faixa Ribeira.

#### 4.4 O Complexo Costeiro

O Complexo Costeiro foi primordialmente estudado na região costeira do Estado de São Paulo, restrito a sul da falha de Cubatão ou Lancinha-Cubatão, separando-o do Terreno Embu a norte (BISTRICHI et al., 1981). As litologias que compõem o Complexo Costeiro no Estado de São Paulo são bastante semelhantes àquelas da área de estudo do presente trabalho no Rio de Janeiro, e em vários trabalhos anteriores já foi reportada a presença de formações ferríferas.

Quanto às unidades/litologias que compõem o Complexo Costeiro, tem-se (adotando a denominação adotada por Hasui et al. (1981) e Bistrichi et al. (1981)):

- a) Unidade AcX: Esta é a unidade predominante no Complexo Costeiro. Corresponde a rochas migmatíticas, incluindo metatexitos com estruturas variadas, diatexitos (MEHNERT, 1968) com paleossoma xistoso, anfibolítico, gnáissico, anfibolítico quartzítico e calsiossilicático.
- b) Unidade AcH: Inclui granulitos na forma de bolsões, faixas e núcleos esparsos, sendo representados de maneira geral como piroxênio granulitos, granulitos quartzo-feldspáticos, kinzigitos, charnockitos e rochas granito-gnaissicas a hiperstênio, podendo ocorrer localmente migmatizadas.
- c) Unidades AcD e AcB: Correspondem a ocorrências de rochas metabásicas no Complexo Costeiro, incluindo metadioritos, quartzo gabros e quartzo dioritos (AcD) (SILVA et al., 1977 apud BISTRICHI et al., 1981), e metabásicas com evidências de superposição de eventos de metamorfismo e diferentes fases de migmatização, que inclui metadioritos, metagabros, ortoanfíbolitos e quartzo dioritos.
- d) Unidade AcX: Inclui supracrustais de idade inicialmente arqueanas (xistos, magnetita xistos, xistos magnesianos com intercalação de quartzitos e calciossilicáticas) interpretadas como as raízes de um *greenstonebelt* (SILVA, 1981). Os xistos já foram incorporados à

chamada “Sequência Cachoeira” por alguns autores (BATOLLA JR; SILVA; ALGARTE, 1981; SILVA et al., 1981).

e) Unidade AcC: Lentes de mármore dolomíticos e calcários cristalinos intercalados na unidade AcX.

f) Unidade AcQ: Corpos quartzíticos alongados, cuja relação com as unidades adjacentes foi mal definida até a época do trabalho (BISTRICHI et al., 1981). Foram citadas formações ferríferas nesta unidade.

Perrotta et al. (2006), na nota explicativa sobre o Mapa Geológico do Estado de São Paulo (1:750.000), dividem o Complexo Costeiro nas seguintes unidades: unidade de gnaisses bandados (NPccgb), unidade granito-gnáissica migmatítica (NPccgm), unidade de gnaisses peraluminosos (NPccgp), unidade ortognáissica (NPccog) e unidade quartzítica (NPccq), conforme denotação no referido mapa.

A **unidade de gnaisses bandados** (NPccgb) foi descrita por Passarelli (2001) na região de Mongaguá como rochas gnáissico-migmatíticas de composição monzogranítica e textura gnáissica, intercaladas com bandas máficas, apresentando estruturas e relações texturais complexas e contendo enclaves máficos de formatos variados. A sua complexidade estrutural e de texturas podem sugerir a coexistência de magmas distintos (um granítico e um básico), que geraram rochas híbridas com sua cristalização concomitante (PERROTTA et al. 2006). Ocorre uma foliação milonítica paralelamente ao bandamento gnáissico sub-horizontal, caracterizada pelo estiramento de porfiroclastos de K-feldspato e paralelismo de biotitas (PASSARELLI, 2001). Indicadores cinemáticos apontam transporte para SEE (PASSARELLI, 2001). Idade U-Pb em zircão de  $612 \pm 3$  Ma foi interpretada como provável formação das rochas gnáissico-migmatíticas (PASSARELLI, 2001).

A **unidade granito-gnáissica migmatítica** (NPccgm) compreende:

- a) (Hornblenda)-biotita granitóide gnáissico porfirítico (na Ilha de São Sebastião) (JANASI; ULBRICH, 1992)
- b) Álcali-feldspato granito (*augen* gnaisse Juqueí) (a sul do Complexo Pico do Papagaio) (MAFFRA, 2000);
- c) Hornblenda-biotita gnaisses granitoides porfiróides (a norte do Complexo Pico do Papagaio), localmente com intercalações de anfíbolitos e núcleos de composição diorítica (MAFFRA, 2000; DIAS NETO, 2001), apresentando os

minerais orientados e estiramento dos fenocristais de feldspato e fitas de quartzo (JANASI; ULBRICH, 1992);

d) Biotita monzogranito (tipo Itariri), localmente tonalito, foliado, apresentando megacristais de feldspato, que ocorre limitado entre as zonas de cisalhamento Itariri e Cubatão, localmente migmatítico (PASSARELI, 2001).

Idades de  $578 \pm 12$  Ma e  $647 \pm 8$  Ma em zircões de biotita monzogranitos foliados tipo Itariri foram interpretadas como mínima e máxima para formação destas rochas (PASSARELLI, 2001).

Rochas da **unidade de gnaisses peraluminosos** (NPccgp) ocorrem nas proximidades de São Sebastião e entre Natividade da Serra e Mogi das Cruzes. Na região de São Sebastião, esses gnaisses são paragneisses heterogêneos, com predomínio dos termos kinzigíticos, comumente apresentando feições migmatíticas e injeção de material neossomático quartzo-feldspático. Também ocorrem lentes de materiais mais antigos, como calciossilicáticas, restitos biotíticos e anfibolitos, estas últimas concordantes com a foliação gnáissica, tabulares, ou como corpos irregulares (DIAS NETO, 2001). O bandamento gnáissico é bastante penetrativo, caracterizado pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e micáceos. Os núcleos de rochas mais antigas estão frequentemente dobrados isoclinalmente, com transposição da foliação anterior e anatexia associada (DIAS NETO, 2001). Estudos termobarométricos indicam metamorfismo em fácies granulito, com  $800^\circ \pm 50^\circ\text{C}$  e  $5,5 \pm 1,5$  Kbar, retrogradando para aproximadamente  $550^\circ\text{C}$  e 3 Kbar, em trajetória P-T-t horária (DIAS NETO et al., 2000; DIAS NETO et al., 2001). Idades U-Pb em zircões de  $580 \pm 26$  Ma e  $593 \pm 10$  Ma realizadas nos núcleos anfibolíticos evidenciam um período quase sincrônico entre metamorfismo de alto grau e magmatismo máfico (DIAS NETO, 2001).

A **unidade ortognáissica** (NPccog) ocorre na região da Serra do Mar no Estado de São Paulo, desde a divisa com o RJ até as proximidades de Santos-SP, sendo caracterizada por ortogneisses migmatíticos, de natureza calcioalcalina (possivelmente), com estruturas diversas (SILVA, 1992). Biotita gnaisses granitoides microporfiróides, de composição granítica a monzogranítica e (hornblenda)-biotita granitoides gnáissicos porfiróides ocorrem a sul de Cunha e Paraibuna, e, de forma mais local, muscovita-biotita granito gnáissico, biotita granito, hornblenda-biotita gnaisse porfirítico, biotita gnaisse, biotita gnaisse granítico e enclaves de biotita-hornblenda tonalito (FERNANDES, 1991). A sul de Mogi das Cruzes, ocorrem predominantemente como rochas *augen* gnáissicas, apresentando estrutura

migmatítica estromática, além de frequentes intercalações de bandas graníticas, lentes de anfíbolito e, raramente, de biotitito (SILVA, 1992).

A **unidade quartzítica** (NPccq) ocorre restritamente no Complexo Costeiro, sendo representada por quartzitos que se intercalam com calcissilicáticas e gnaisses peraluminosos (FERNANDES, 1991). Ocorrem com espessura decimétrica a métrica, com aspecto bandado e placoso. As calciossilicáticas incluem escapolita, diopsídio, actinolita-tremolita, plagioclásio, titanita e quartzo. As rochas peraluminosas ocorrem como granada-sillimanita-biotita xistos ou gnaisses, podendo estar intercalados com biotita gnaisses tonalito-granodioríticos, por vezes granatíferos (FERNANDES, 1991).

Hoffmann (2022) datou, no Terreno Embu, duas rochas metassedimentares, encontrando 1379 Ma como limite máximo de sedimentação, e duas ortoderivadas, obtendo 2040 Ma como idade de cristalização. No Complexo Costeiro, foram datados três metassedimentos, obtendo-se 650 Ma como limite máximo de sedimentação, e sete rochas ortoderivadas intrusivas no Complexo (pertencentes ao recém denominado Arco Magmático Serra do Piloto), cuja cristalização se deu entre 614 e 635 Ma. Foi calculada uma idade de  $620 \pm 18$  Ma como idade de metamorfismo nas amostras do Terreno Embu, e idades de metamorfismo entre 613 e 598 Ma nas rochas do Complexo Costeiro.

Em termos estruturais, o Complexo Costeiro já foi caracterizado por Silva et al. (1977), Campanha e Ens (1996), Maffra (2000) e Dias Neto et al. (2006) como uma flor positiva e assimétrica, cujo eixo possui orientação N60-70E, sendo esta estrutura resultante de regime deformacional dúctil e transpressivo. As foliações tornam-se verticalizadas no centro da estrutura, sendo os mergulhos gradativamente menores em direção às bordas da flor, podendo horizontalizar-se para SE. Um aspecto importante encontrado por Dias Neto et al. (2006) é o caráter predominantemente sinistral dos marcadores associados ao pico metamórfico, contrastando com o caráter dextral dominante na Faixa Ribeira.

Quanto a nomenclatura, Campos Neto e Figueiredo (1995) denominam a região do Complexo Costeiro de Microplaca Serra do Mar, e posteriormente de Terreno Serra do Mar (CAMPOS NETO, 2000).

Para Heilbron et al. (2007, 2012, 2020), o Complexo Costeiro está associado ao Complexo Juiz de Fora do Domínio Juiz de Fora, Terreno Ocidental, na Faixa Ribeira. No entanto, André; Valladares e Duarte (2018) descartam a correlação entre estes dois complexos ao compará-los baseado em dados geocronológicos e geoquímicos. Alguns trabalhos visaram mudar a classificação de Complexo para Domínio (MEIRA et al., 2019), sendo este distinto

daquele Domínio Costeiro atribuído à Faixa Ribeira. Este trabalho adotará o termo Complexo Costeiro, como definido inicialmente por Bistrichi et al. (1981), a fim de diferenciar do Domínio Costeiro da Faixa Ribeira.

#### 4.5 Evolução tectono-metamórfica da Faixa Ribeira e setor sul da Faixa Brasília

A porção central da Província Mantiqueira, incluindo o Orógeno Ribeira e sul do Orógeno Brasília, registram a interação, em épocas distintas, de outros continentes e microcontinentes e arco de ilhas com a Placa São Francisco-Congo, sendo diacrônicos os estágios colisionais, principais responsáveis pela deformação, metamorfismo e granitogênese.

No orógeno Brasília, um estágio pré-colisional resultou na geração dos batólitos correspondentes à segmentos profundos de crosta continental nas *nappes* Socorro e Guaxupé (Batólito Serra da Água Limpa e Pinhal Ipuíuna, respectivamente) em um período compreendido entre 680 e 630 Ma (HADDAD, 1995; VINAGRE, 2014; VINAGRE et al., 2016).

A colisão entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco (Colisão I) resultou no fechamento do oceano Goianides e foi responsável pela estruturação da porção sul do Orógeno Brasília na forma de um complexo sistema de *nappes* de cavalgamento sub-horizontais com vergência para leste e que se sobrepõem à borda sul-sudoeste do Cráton São Francisco (HEILBRON et al., 2004). Nas *Nappes* Superiores (que no modelo de Trouw et al., 2013 corresponde à remanescentes da *Nappe* Socorro-Guaxupé), o metamorfismo está relacionado à abundante geração de granitóides e é de alta temperatura (HADDAD, 1995; HEILBRON et al., 2004; VINAGRE et al., 2014). Estes remanescentes foram empurrados por cima do sistema de *nappes* Andrelândia, detalhado a seguir.

Nas *Nappes* Inferiores (que de acordo com o modelo de Trouw et al., 2013, está incluso no Sistema de *nappes* Andrelândia) o pico do metamorfismo ocorreu em 620 Ma, com estimativas de pressão de 13,5-15 kbar e 800-900° C, com zoneamento inverso, variando desde fácies granulito com cianita e feldspato potássico, à fácies xisto verde (HEILBRON et al., 2004).

Uma fase denominada pré-colisional em relação à Colisão II registra a geração do Arco Magmático Rio Negro, localizado no terreno Oriental, cujas rochas foram

provavelmente geradas entre 635-620 Ma (HEILBRON; MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ; TEIXEIRA; HEILBRON, 2000).

O Estágio Colisional II (580-560 Ma) corresponde ao fechamento do Oceano Adamastor e colisão entre o Paleocontinente São Francisco-Congo e outros continentes a leste (Terreno Oriental ou Serra do Mar) (HEILBRON et al., 2004). Seu ápice ocorreu em torno de 580 Ma e foi responsável pela estruturação do Orógeno Ribeira, colocando os terrenos Paraíba do Sul-Embu e Oriental (incluindo o Arco Rio Negro) sobre o Terreno Ocidental e porção sul da Faixa Brasília. A deformação neste estágio originou dobras apertadas a isoclinais com forte xistosidade, e condições metamórficas de T e P máximas da ordem de 700° C e 7 Kbar (HEILBRON et al., 2004). O zoneamento metamórfico é também inverso (HEILBRON et al., 2004).

O Estágio Colisional III (535-510 Ma) está relacionado a amalgamação tardia do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira (SCHMITT, 2016). Este estágio gerou importante deformação de baixo ângulo e metamorfismo de pressão média a alta, com cianita e feldspato potássico em granulinos peraluminosos (HEILBRON et al., 2000). Condições de T e P mínimas foram sugeridas por Schmitt (2000) em 9 Kbar e 780°C. Nos terrenos previamente amalgamados do Orógeno Ribeira, este evento resultou no redobramento normal das estruturas anteriores, além de zonas de cisalhamento espaçadas (SCHMITT, 2016).

Um estágio pós colisional é marcado por uma transição para um regime extensional, resultante do colapso do Orógeno Ribeira (entre 510-480 Ma) (HEILBRON et al., 2000; HEILBRON; MACHADO, 2003). Nesta fase, se instalam zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, com vergência para leste e de direção NW, transversais ao orógeno, e com regime transtensivo com componente lateral e dextral (HEILBRON et al., 2004). Relaciona-se também a esta fase magmatismo cálcio-alcálico, com idades entre 510-480, pós deformacional, e associação a corpos básicos, gerando estruturas de mistura magmática (HEILBRON et al., 2004).

## 5 ESTADO DA ARTE SOBRE FORMAÇÕES FERRÍFERAS

### 5.1 Nomenclatura

A principal função dos esquemas de nomenclatura e classificação de rochas é facilitar o entendimento sobre as mesmas e a comunicação. Historicamente, observa-se que nenhum grupo de rochas ilustra melhor o uso incorreto da nomenclatura e representa um grande desafio à classificação do que as rochas sedimentares ricas em ferro. Além disso, sua diversidade e continuidade entre variados tipos têm dificultado a criação de um sistema unificado de classificação.

As formações ferríferas apresentam uma variedade de propostas de nomenclaturas, resultado do grande número de estudos e descrições em seus respectivos lugares de ocorrência com certo grau de independência. O termo formação ferrífera (*iron-formation*) foi usado pela primeira vez como uma contração de “formação contendo ferro” (*iron-bearing formation*) por Van Hise e Leith (1911), sendo formalmente definido por James (1954) como “rocha sedimentar de origem química, tipicamente acamadada ou laminada, contendo 15% ou mais de ferro de origem sedimentar e que apresenta comumente (mas não obrigatoriamente) camadas de *chert*.” Trata-se de uma definição bastante ampla, mas que é admitida porque outras definições excluiriam as formações ferríferas que, à época do trabalho, eram assim referidas. Gross (1959) complementou esta definição, incluindo ao termo “todas as unidades estratigráficas acamadadas ou laminadas, com 15% ou mais de ferro, nas quais os minerais de ferro estão interbandados com quartzo, *chert* ou carbonatos, e onde a estrutura bandada conforma (em padrão e atitude) com as rochas sedimentares, vulcânicas e metassedimentares adjacentes.”

Posteriormente, James (1966) enfatizou a distinção entre “formações ferríferas” (*iron formation*) pré-cambrianas e “rochas ferríferas” (“*ironstones*”) fanerozóicas, embora existam similaridades mineralógicas e a respeito do conteúdo de ferro. De fato, estas formações ferríferas fanerozóicas diferem das pré-cambrianas em textura e mineralogia, e muitas contêm abundantes silicatos como berthierina e chamosita. O termo “taconito”, usado localmente como sinônimo de “*chert* ferruginoso” (VAN HISE; LEITH, 1911) não entra em conflito com

a definição supracitada, uma vez que é usado como um termo econômico para se referir a formações ferríferas viáveis de serem extraídas e beneficiadas.

Inúmeros termos locais já foram utilizados para se referir a formações ferríferas, tais como: quartzito (na forma de “hematita quartzito bandado”) (em Inglês BHQ – *banded hematite quartzite*), frequente na literatura indiana; “itabirito”, originalmente usada em áreas de Minas Gerais, Brasil, mas com abrangência internacional; “jaspe” e “jaspilito”, comumente empregado em formações ferríferas pré-cambrianas do oeste australiano, dentre outros. A primeira tentativa de padronizar uma terminologia apropriada e resolver essa “confusão” de nomes data de 1970, em Kiev, no Simpósio Internacional sobre Geologia e Gênese de Formações Ferro-Manganesíferas e Depósitos Mineraiis, onde foi formado um comitê encarregado de analisar a nomenclatura de “rochas sedimentares bandadas ferruginosas e seus equivalentes metamórficos” (TRENDALL; MORRIS, 1983). Como resultado, a partir de então, os autores de novos trabalhos esforçaram-se em prol de padronizar o termo “formação ferrífera” (*iron-formation*) ao invés de termos locais.

Apesar das tentativas, as propostas tiveram menos sucesso do que o desejado, principalmente devido ao aparecimento de muitas novas sugestões inovadoras que partiram de todas as nomenclaturas previamente estabelecidas.

Novos questionamentos e propostas sobre a nomenclatura padrão para formações ferríferas foram surgindo após este evento. Por exemplo, Dimroth (1975) adapta a nomenclatura de carbonatos (FOLK, 1962) às formações ferríferas, admitindo que ambas as litologias compartilham de uma interpretação paleoambiental e descrição textural similares, conferindo-as as nomenclaturas de “*femicrite*, *biofemicrite* e *intrafemicrite*”.

Kimberley (1978) propôs uma classificação paleoambiental, usando 6 siglas (SVOP-IF, MECS-IF, SCOS-IF, DWAT-IF, SOPS-IF, DWAT-IF, SCOS-IF e COSP-IF) derivadas de seus ambientes de deposição. Este autor também traz à tona a problemática de “formação” estar sendo usado tanto com significado litológico como estratigráfico, e propõe que seja usado o termo “rocha ferrífera” (*ironstone*) quando com conotação litológica, e “formação ferrífera” (*iron formation*) quando com conotação estratigráfica. Em um trabalho anterior, Brandt et al. (1972) já havia proposto a hifenização do termo “*iron-formation*” quando este for usado com significado litológico, diferenciando assim da conotação estratigráfica sem hífen (*iron formation*).

Trendall e Morris (1983) revisaram várias propostas de nomenclatura, e consideram esta última questão (KIMBERLEY, 1978) pouco fundamentada. Os autores (TRENDALL;

MORRIS, 1983) afirmam que outros termos na literatura (por ex.: *sandstone*, *limestone*) têm sido frequentemente utilizados tanto com significado litológico quanto estratigráfico, bem como a palavra “formação” vem sendo largamente utilizada em diversos trabalhos com ambos os significados sem prejudicar a compreensão do leitor.

A proposta de hifenização de Brandt et al. (1972) não é recomendada, pois esta diferenciação é perdida em comunicação verbal (KIMBERLEY, 1979). Assim, é incentivado o uso de “formação” não apenas com conotação estratigráfica, sendo mantido como termo geral (no sentido de James, 1954), e o termo *ironstone* evitado quando possível (TRENDALL; MORRIS, 1983; TRENDALL, 2002). Os autores (TRENDALL; MORRIS, 1983) propõem, ainda, uma definição de formação ferrífera alternativa àquela de James (1954), sob o argumento de que o limite inferior para o teor de ferro foi escolhido arbitrariamente: “qualquer rocha sedimentar cuja principal característica é um teor anormalmente alto de ferro”, sendo FF a abreviação sugerida (“*IF*”, em Inglês) para formação ferrífera, e FFB (“*BIF*”, em Inglês) para formação ferrífera bandada.

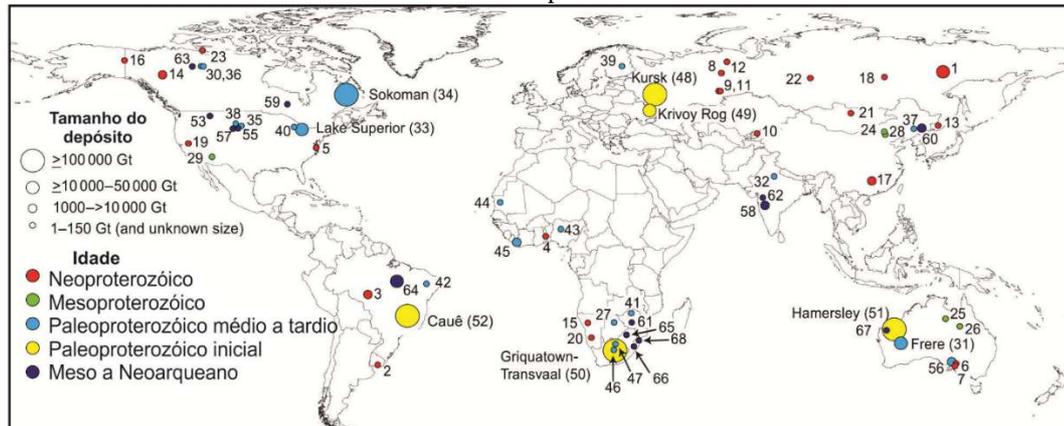
Neste trabalho, será adotado o termo “formação ferrífera” (*iron formation*) como termo genérico para rochas anormalmente ricas em ferro pré-cambrianas, no sentido de James (1954; 1966) e considerando as modificações feitas por Trendall e Morris (1983). Apesar de antigas, estas definições são utilizadas até os dias de hoje em grande número de livros e artigos científicos renomados. Considera-se aqui também que maioria das formações ferríferas contém uma média de 30% de Fe (GOLE; KLEIN, 1981), baseado em dados analíticos.

## 5.2 Distribuição e Ocorrências

Formações ferríferas ocorrem em todos os continentes, possuindo também grande abrangência temporal (Figuras 12 e 13). São conhecidos exemplos desde 3.8 Ga, até desaparecerem em aproximadamente 1,8 Ga e reaparecerem entre 0,8 e 0,6 Ga, sendo maioria atribuída ao Paleoproterozóico (entre 2.5 Ga e 1.6 Ga), que também inclui os maiores depósitos (Figura 13). As razões para a discrepância em número e magnitude de depósitos com relação ao Arqueano (3.85 Ga – 2,5 Ga) e Meso-Neoproterozoico (1.6 Ga – 0.6 Ga) são discutidas por vários autores principalmente em função de fatores que envolvem

vulcanismo/plumas mantélicas (BEKKER et al., 2010), a origem da vida, dos oceanos, da atmosfera e dos continentes (TRENDALL, 2002). É importante ressaltar que a extensão e tamanho das formações ferríferas arqueanas podem aqui estarem subestimadas, pois as mesmas foram desmembradas e deformadas tectonicamente, levando a uma subestimação de seu volume (GOLE; KLEIN, 1981).

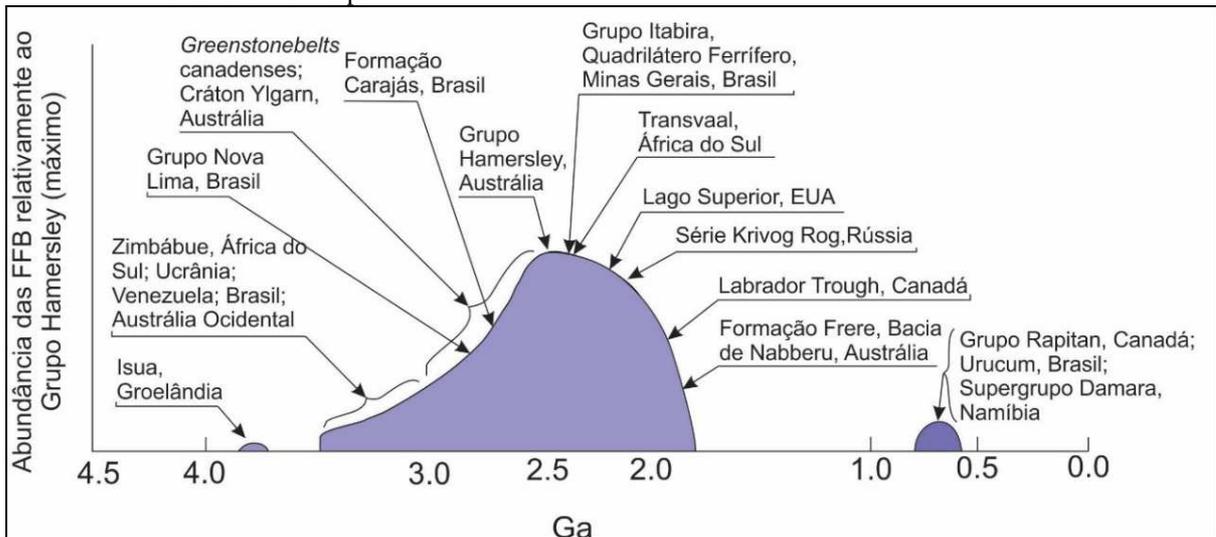
Figura 12 - Ocorrências mais importantes e conhecidas de formações ferríferas do Pré-cambriano, de diferentes idades e tamanhos de depósito.



Formação/Grupo/Depósito	Localização	Idade	Formação/Grupo/Depósito	Localização	Idade
1. Maly Khingan Formation	Russia	560	38. Estes Formation	USA	2020-2100
2. Yerbel Formation	Uruguay	600	39. Pääkkö Iron Formation	Finland	2080
3. Jacadigo Group (Urucum district)	Brazil	600	40. Glen Township Formation	USA	2100
4. Bisokpabe Group	Togo	600	41. Lomagundi Group	Zimbabwe	2100-2200
5. Chestnut Hill Formation	USA	600	42. Caldeirão belt	Brazil	>2078-<2687
6. Holovilena Ironstone	Australia	650	43. Malunfashi, Maru, Birnin Gwari, Kushaka, Muro, Egbe-Isanlu, and Obajana schist belts	Nigeria	2100
7. Braemar Iron Formation	Australia	650	44. Ijil Group	Mauritania	2200
8. Vil'va and Koyva Formations	Russia	650	45. Nimba Itabirite	Liberia	>2100-<2615
9. Bakeevo (Tolparovo) Formation	Russia	650	46. Hotazel Iron Formation	South Africa	2200
10. Dzhetymtau Suite	Kyrgyzstan	650	47. Timeball Hill Formation	South Africa	2320
11. UK Formation	Russia	700	48. Kursk Supergroup	Russia	2450
12. Yamata Formation	Russia	700	49. Krivoy Rog Supergroup	Ukraine	2450
13. Lake Khanka Formation	Russia	700	50. Transvaal Province	South Africa	2431
14. Rapitan Formation	Canada	715	Griquatown Iron Formation	South Africa	2465
15. Chuos Formation	Namibia	715	Kuruman Iron Formation	South Africa	2480
16. Tindir Group	USA	715	Penge Iron Formation	South Africa	2480
17. Fulu Formation	China	741	51. Hamersley Basin	Australia	2445
18. Medvezhevo Formation	Russia	700-750	Boolgeeda Iron Formation	Australia	2449
19. Kingston Peak Formation	USA	700-750	Weeli Wollli Formation	Australia	2461
20. Numees Formation	Namibia	700-750	Brockman IF (Joffre Mbr)	Australia	2461-2495
21. Muger Formation	Mongolia	767	Brockman IF (Dales Gorge Mbr)	Australia	2505
22. Nizhne-Angara Formation	Russia	800	Mt. Sylvia Formation	Australia	2597
23. Aok Formation (Shaler Supergr.)	Canada	840	Marra Mamba Iron Formation	Australia	2470-2750
24. Xiamaling Formation	China	1368	52. Cauê Formation	Brazil	2450
25. Roper Group	Australia	1490	53. Indian Creek Metamorphic Suite	USA	2450-2480
26. South Nicholson Group	Australia	1500	54. Ruker Series	Antarctica	2480-2560
27. Shoshong Formation	Botswana	1600	55. Benchmark Iron Formation	USA	2500
28. Chuanlinggou Iron Formation	China	1650-1600	56. Hutchison Group (Middleback)	Australia	2560-2890
29. Pike's Peak Iron-Formation	USA	1728	57. Nemo Iron Formation	India	2614
30. Gibraltar Formation	Canada	1880	58. Chitradurga Group	China	2700
31. Frere Formation	Australia	1890	59. Beardmore-Geraldton assemblage	Canada	2700
32. Alwar Group (North Delhi fold belt)	India	1850-2000	60. Anshan Iron Formation	China	2700-2830
33. Lake Superior region	USA + CAN		61. Manjeri Iron Formation	Zimbabwe	2720
Gunflint Iron Formation	Canada	1878-1850	62. Bababudan Group	India	2730-2920
Negaunee Iron Formation	USA	1874-1850	63. Central Slave Cover Group	Brazil	2740-2750
Biwabik Iron Formation	USA	1880-1850	64. Carajás Formation	South Africa	2960
Ironwood Iron Formation	USA	1880-1850	65. West Rand Group	South Africa	2960
Riverton Iron Formation	USA	1880-1850	66. Pongola Supergroup	Australia	>3080
34. Sokoman Iron Formation	Canada	1877	67. Jack Hills belt	South Africa	3230
35. Rochford Formation	USA	1884	68. Moodies Group		
36. Basile Formation	Canada	1930			
37. Liaohe Group	China	1950-2050			

Fonte: Adaptado de Bekker et al. (2014)

Figura 13 – Diagrama esquemático mostrando a abundância relativa das principais formações ferríferas do mundo vs. tempo.



Fonte: Adaptado de Gole e Klein (1981)

### 5.3 Classificação

As formações ferríferas são classificadas levando em consideração aspectos mineralógicos, texturais e paleoambientais. Estas classificações são abordadas separadamente nesta seção a fim de facilitar a compreensão do leitor, mas ressalta-se seu caráter interrelacionado.

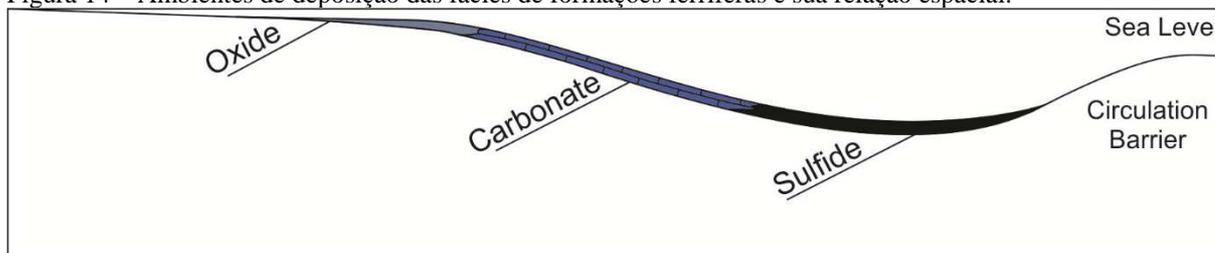
#### 5.3.1 Classificação mineralógica (fácies)

O trabalho de James (1954), desenvolvido na região do Lago Superior (*Lake Superior* (EUA)), foi pioneiro no sentido de classificar formações ferríferas com base no mineral de ferro dominante. Segundo o autor, o ferro é o principal componente em formações ferríferas, diferente das rochas sedimentares comuns, de forma que esta classificação tenha bastante relevância. O autor reconhece neste trabalho (JAMES, 1954) a natureza altamente inclusiva do termo “formação ferrífera” para rochas ricas em ferro, e admite que o termo tende a mascarar diferenças nas rochas que podem estar presentes. Ele divide as formações ferríferas em quatro fácies principais: sulfeto, carbonato, silicato e óxido, com base no mineral de ferro

dominante, aplicando esforços para separar feições primárias daquelas causadas por metamorfismo ou oxidação.

Cada uma das quatro fácies de formação ferrífera (sulfeto, carbonato, óxido e silicato) estaria condicionada aos parâmetros físico-químicos do ambiente de origem, tais como pH, Eh e concentração dos elementos químicos, ocupando posições físicas específicas (JAMES, 1954) (Figura 14). Assim, desde que não haja uma mudança brusca nestes parâmetros, há pouca ou nenhuma sobreposição dos campos de estabilidade das fácies, de forma que interbandamento só ocorre entre aquelas adjacentes, ou seja, entre fácies sulfeto e carbonato, e entre carbonato e óxido, sendo raro, por exemplo, encontrar fácies sulfeto e óxido intercaladas. A fácies silicato é ainda enigmática neste sentido, pois não ocupa uma posição fixa em termos de Eh, sendo presente intercalada em quaisquer das demais fácies.

Figura 14 – Ambientes de deposição das fácies de formações ferríferas e sua relação espacial.



Fonte: James (1954) Adaptado pela autora, 2018.

### 5.3.1.1 Fácies Sulfeto

Na região estudada por James (1954), esta fácies é representada por ardósias carbonáticas piríticas, e, localmente, por ardósias grafíticas contendo sulfetos. As ardósias piríticas se apresentam como rochas de coloração preta e finamente bandadas, podendo algumas camadas conter até 75% de pirita, que não é normalmente visível em superfícies não polidas. Sob certas condições metamórficas, pirita pode ser reduzida à pirrotita. A Tabela 1 a seguir mostra a composição típica desta fácies.

Tabela 1 – Análise química da fácies sulfeto do distrito de Iron River, Michigan (EUA).

Óxido	Wt%
SiO <sub>2</sub>	36.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-
FeO	2.35
FeS <sub>2</sub>	38.70
MnO	0.002
CaO	0.13
MgO	0.65
Na <sub>2</sub> O	0.26
K <sub>2</sub> O	1.81
TiO <sub>2</sub>	0.39
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20
H <sub>2</sub> O-	0.55
H <sub>2</sub> O+	1.25
SO <sub>3</sub>	2.60
Matéria orgânica + C	7.60
Total C	7.28
<b>Total</b>	<b>100.21</b>

Fonte: James (1951 apud JAMES, 1954)

Estudos mais recentes indicam que não há evidências que suportem a fácies sulfeto como um precipitado químico (BEKKER et al., 2010) e, conseqüentemente, não deve ser considerada formação ferrífera *sensu stricto*.

### 5.3.1.2 Fácies Carbonato

As rochas representantes da fácies carbonato consistem primordialmente de carbonatos de ferro (ex. siderita) intercalados com *chert*, mostrando aspecto finamente laminado e frequentemente mencionadas como “formações ferríferas carbonáticas” (JAMES, 1954). Os carbonatos são finos e formam camadas maciças, apresentando coloração que varia de escura, próximo a preto, quando associado a material pirítico e grafítico, a mais clara,

quando depositados em ambiente próximo a oxidante (JAMES, 1954). É comum gradar para as rochas da fácies óxido, sendo os membros intermediários compostos por camadas de carbonatos de ferro intercaladas com camadas de óxidos de ferro (em geral, magnetita) e *chert* (JAMES, 1954).

Com relação à composição química, uma amostra representativa da fácies carbonato é bastante difícil de obter devido à grande variação encontrada nas camadas (JAMES, 1954). A Tabela 2 a seguir mostra a composição química média de oito amostras da fácies carbonato. A partir destas composições, é possível fazer uma estimativa da mineralogia, conforme explícito na Tabela 3.

Tabela 2 - Análises químicas de oito amostras da fácies carbonato, de várias localidades estudadas.

	A	B	C	D	E	F	G	H
<b>SiO<sub>2</sub></b>	24.25	32.2	47.37	26.97	46.46	39.52	31.84	30.15
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.71	1.5	n.d.	1.30	0.24	0.80	2.09	0.40
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.71	0.6	1.09	2.31	0.64	1.05	26.3	5.27
<b>FeO</b>	35.22	31.6	31.41	39.77	26.28	31.67		31.34
<b>MgO</b>	3.16	2.8	2.48	1.84	3.10	2.88	3.80	4.77
<b>CaO</b>	1.78	1.6	0.50	0.66	1.87	0.59	1.49	1.25
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.04	-	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	-
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.2	0.2	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	-
<b>H<sub>2</sub>O</b>	0.21	0.2	n.d.	0.61	1.15	1.13	1.80	0.36
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.0	n.d.	n.d.	n.d.	tr.	0.15	0.12	0.02
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.91	0.8	n.d.	n.d.	0.13	0.02	0.83	0.67
<b>CO<sub>2</sub></b>	27.60	24.8	21.80	26.20	19.96	21.15	19.40	24.65
<b>MnO</b>	2.11	1.9	n.d.	0.29	0.21	1.00	2.35	2.27
<b>C</b>	1.96	1.8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
<b>S</b>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	-	n.d.	n.d.
<b>Total</b>	99.86	100.00	99.65	100.06	100.09	99.96		101.15
<b>Total Fe</b>	27.87	25.0	25.16	32.40	20.87	25.34	26.30	28.06

Fonte: A e B (JAMES, 1951 apud JAMES, 1954); C e D (VAN HISE; BAYLEY, 1897 apud JAMES, 1954); E e F (IRVIND; VAN HISE, 1892 apud JAMES, 1954); G (PETTIJOHN; 1952 apud JAMES, 1954); H (HARDER; JOHNSTON, 1918 apud JAMES, 1954).

Tabela 3 – Composição mineralógica calculada com base na composição química de cada amostra.

	A	B	C	D	E	F	G	H
<b>Carbonato</b>	70.0	65.5	55.3	67.5	49.6	53.4	48.3	60.0
<b>Chert</b>	24.2	32.0	42.4	24.9	43.8	32.8	20.1	26.8
<b>Silicato</b>	-	-	-	1.0	5.4	11.0	22.5	4.6
<b>Magnetita</b>	-	-	1.6	3.1	-	1.5	-	7.6
<b>Caolinita</b>	-	-	-	2.3	-	2.0	1.7	1.0
<b>Grafita</b>	2.0	1.8	-	-	-	-	-	-
<b>Outros</b>	3.8	3.7	0.7	1.2	1.2	-	7.4	-

Fonte: James, 1954.

### 5.3.1.3 Fácies Óxido

Esta fácies é caracterizada por rochas que possuem bandamento definido pela alternância entre camadas de *chert* predominante com camadas onde predominam um óxido de ferro, que pode ser hematita ou magnetita. É discutida pelo autor (JAMES, 1954) a possível origem primária destes dois óxidos em formações ferríferas, no entanto, modelos mais recentes consideram hidróxidos de ferro como primários, conforme será discutido adiante neste capítulo.

A fácies óxido em que predomina hematita consiste em camadas ou lâminas de hematita fina intercalada com *chert*, nas quais algumas estruturas primárias podem ser observadas, tais como ondulações, estruturas *pintch-and-swell*, oólitos e estrutura gradacional (JAMES, 1954). É possível ocorrer pequenas quantidades dispersas de outros minerais, como magnetita, silicatos e carbonatos (JAMES, 1954). Estas estruturas não são observáveis em regiões de mais alto grau metamórfico.

A fácies óxido em que predomina magnetita é caracterizada por camadas de magnetita intercalada com *chert*, por vezes de difícil separação, pois possui íntima associação com a fácies silicato ou uma mistura carbonato-silicato (JAMES, 1954). As bandas ricas em ferro são em geral cinza escuro a preto, intercaladas com *chert* por vezes avermelhado, devido a inclusões finas de hematita disseminada. Oólitos são comuns parcial ou completamente substituídos por magnetita grossa, carbonatos e minnesotaíta, possivelmente durante a diagênese (JAMES, 1954).

A composição típica da fácies óxido é dada na tabela 4 a seguir.

Tabela 4 – Composição química de amostras representativas da fácies óxido. A) Formações ferríferas com hematita dominante; B) e C) Formações ferríferas com magnetita dominante

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

Fonte: James, 1954.

#### 5.3.1.4 Fácies Silicato

Rochas da fácies silicato são as menos compreendidas, pois seus mecanismos de precipitação não são claros, tendo mais de uma proposta de origem, além de serem as mais suscetíveis ao metamorfismo. A característica marcante é a composição formada de principalmente de minerais silicatos além do *chert*, podendo haver pequenas quantidades de carbonatos e magnetita. Os silicatos incluem greenalita, stilpnomelana, minnesotaíta, clorita, dentre outros (JAMES, 1954), cuja origem não é mais considerada primária, segundo estudos mais recentes discutidos adiante. Estes minerais dão origem a outros conforme o grau metamórfico aumenta.

São reconhecidas duas variedades desta fácies: granular e não granular. A primeira corresponde a rochas com diminutos “grânulos” de até 0,5 mm de diâmetro, elipsoidais, e aproximadamente unidimensionais, com coloração esverdeada (JAMES, 1954). Os “grânulos” podem conter um núcleo de greenalita e estar envolvidos por um anel externo de calcedônia; apesar disso, estas estruturas não são concêntricas como os oólitos, e conferem à rocha um

aspecto mosqueado (JAMES, 1954). Por vezes, os “grânulos” mostram contornos irregulares, estando bastante compactados dentro de uma matriz de *chert* ou greenalita (JAMES, 1954).

A variedade não-granular é também formada por silicatos, mas não apresenta os “grânulos”, possuindo uma estrutura bandada ou laminada (JAMES, 1954). As camadas ricas em silicatos podem intercalar com camadas de carbonato ou magnetita (JAMES, 1954). Pirita foi observada como mineral acessório em finas camadas ou em lentes (JAMES, 1954).

A composição da fácies silicato é bastante ampla devido às variáveis proporções de carbonatos e óxidos de ferro presentes. A Tabela 05 a seguir explicita essa variação, mostrando a composição de 10 amostras diferentes de rochas da fácies óxido.

Tabela 5 – Análises químicas de algumas amostras da fácies silicato em regiões diversas (EUA).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50.96	54.54	42.48	65.42	49.43	36.40	52.85	51.1	48.11	34.18
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.09	0.08	0.53	0.08	0.0	3.54	8.71	11.95	3.27	15.04
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5.01	5.29	5.63	4.19	8.16	14.07	24.03	8.09	13.62	10.89
<b>FeO</b>	30.37	26.51	33.76	26.63	30.52	20.93	-	12.15	16.69	15.93
<b>MgO</b>	5.26	4.22	4.29	2.45	4.77	4.25	2.87	2.42	2.91	1.65
<b>CaO</b>	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.18	3.50	0.10	1.12	0.80	1.00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	1.48	2.12	0.24	0.11
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	1.89	1.86	2.32	0.48
<b>H<sub>2</sub>O-</b>	0.75	n.d.	n.d.	n.d.	0.51	n.d.	n.d.	0.07	0.44	8.92
<b>H<sub>2</sub>O+</b>	6.41	3.20	4.80	4.16	6.24	1.57	5.56 b	1.19	1.74	-
<b>CO<sub>2</sub></b>	0.00	7.34	7.44	n.d.	0.43	9.44	0.20	3.70	5.62	1.64
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	2.29	0.78	0.54	0.44	0.32
<b>S</b>	tr.	n.d.	n.d.	n.d.	tr.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	0.22
<b>MnO</b>	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.17	1.95	1.10	2.71	3.27	tr.
<b>TiO<sub>2</sub></b>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.03	0.60	0.51	0.52	0.79
<b>C</b>	0.21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<b>Total</b>	100.10	98.18	98.93	99.93	100.41	98.41	100.20	99.61	99.99	
<b>Fe+Mn</b>	27.11	24.47	20.18	21.30	29.43	27.65	17.77	18.20	25.03	21.26

Fonte: 1 (LEITH, 1903 apud JAMES, 1954); 2, 3 e 4 (GRUNER, 1946 apud JAMES, 1954); 5 (JOLLIFFE, 1935 apud JAMES, 1954); 6 (HARDER; JOHNSTON, 1918 apud JAMES, 1954); 7 (Fairchild, U.S. Geological Survey apud JAMES, 1954); 8 (Leonard Shapiro, U.S. Geological Survey apud JAMES, 1954); 9 (JAMES, 1951 apud JAMES, 1954); 10 (Taylor, 1949 apud JAMES, 1954).

A Tabela 6 a seguir resume as características das quatro fácies descrita por James (1954), incluindo a fácies sulfeto, a qual foi excluída da categoria de formação ferrífera em estudos posteriores.

	Sulfeto	Carbonato	Silicato		Óxido	
			Não-granular	Granular	Dominado por magnetita	Dominado por hematita
<b>Litologia</b>	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.
<b>Principal mineral de ferro</b>	Pirita	Carbonato rico em ferro	Silicato de ferro (minnesotaíta, stilpnomelana, clorita)	Silicato de ferro (greenalita, minnesotaíta, stilpnomelana)	Magnetita	Hematita cristalina
<b>Minerais de ferro subordinados (mais raros entre parêntesis)</b>	Carbonatos; (greenalita)	Pirita; stilpnomelana, minnesotaíta; magnetita; (hematita)	Carbonatos; Magnetita	Magnetita; carbonatos; hematita	Greenalita, minnesotaíta, stilpnomelana, carbonatos, hematita, (pirita)	Magnetita, (carbonatos)
<b>Conteúdo típico de ferro metálico em percentual</b>	15-25	20-35	20-30	20-30	25-35	30-40
<b>Feições distintivas</b>	Rocha “grafítica”	Stilólitos comuns	Estrutura laminada	Estrutura contendo grânulos	Fortemente magnético	Comumente oolítico
<b>Ambiente</b>	Fortemente redutor; anaeróbico	Redutor	Variável, mas geralmente levemente redutor	Fracamente oxidante a fracamente redutor	Fracamente oxidante a fracamente redutor	Fortemente oxidante

Tabela 6 – Resumo das principais características das fácies (sulfeto, carbonato, silicato e óxido). Fonte: James (1954).

### 5.3.2 Classificação Textural

Desde que as feições sedimentares não tenham sido obliteradas por metamorfismo e/ou deformação, as formações ferríferas podem ser classificadas de acordo com sua textura em granulares (em inglês *GIF* – *granular iron formation*) e bandadas (em inglês *BIF* – *Banded Iron Formation*). Na literatura, é frequente o uso de *BIF* como um termo geral para qualquer variedade de formação ferrífera. Estratigraficamente, ambos os termos (*BIF* e *GIF*) podem ser usados conforme predominância de uma ou outra litologia no registro (TRENDALL, 2002). Neste trabalho, o uso de *BIF*/FFB não é recomendado, sendo preferível o emprego de “formação ferrífera” como termo genérico, pois o uso indiscriminado de *BIF* pode obscurecer alguns aspectos genéticos.

Formações ferríferas granulares surgem no registro geológico em aproximadamente 2,9 Ga (SIAHI et al., 2017), havendo exemplos até o Neoproterozóico (BEKKER et al. 2010; KONHAUSER et al., 2017). Esta designação textural foi inicialmente empregada na literatura por Hall e Goode (1978) ao descrever o extenso depósito da bacia de Nabberu (Austrália Ocidental). Também chamada de “peloidal” ou “intraclástica” (GOODE; HALL; BUNTING, 1983), é caracterizada por apresentar “grânulos” (clastos análogos aos pelóides, oólitos e oncólitos de rochas calcáreas), além de intraclastos, que variam em tamanho, morfologia e composição, suportados por um cimento de *chert*, carbonato ou hematita (DIMROTH, 1976; GOODE; HALL; BUNTING, 1983; KONHAUSER et al., 2017; SIMONSON, 2003). Muitos destes “grânulos” são interpretados como detritos, e outros como derivados de retrabalhamento de sedimentos argilosos, arenitos ou estromatólitos (OJAKANGAS, 1983; SIMONSON; GOODE, 1989).

De uma forma mais genérica, *GIFs* apresentam interestratificação com sedimentos epiclásticos, e raramente ocorrem em associação com rochas vulcânicas (TRENDALL, 2002). É importante citar que este autor usa a formação ferrífera do Grupo Hamersley (Austrália) como referência. Certo “bandamento” pode estar presente, representado pela alternância de camadas mais ricas em ferro e camadas mais pobres em ferro, sendo este mais robusto e de longe menos regular que em *BIFs* (TRENDALL, 2002). Estruturas geradas por correntes são comuns, tais como estratificação cruzada, *ripple marks* e marcas de desbaste (*current scours*) (TRENDALL, 2002). Devido a estas feições, sugere-se que *GIFs* são formados por retrabalhamento por tempestades ou outras atividades de correntes sobre sedimentos ricos em ferro, cuja deposição inicial seria não-granular, em outras palavras, bandados, e retrabalhados

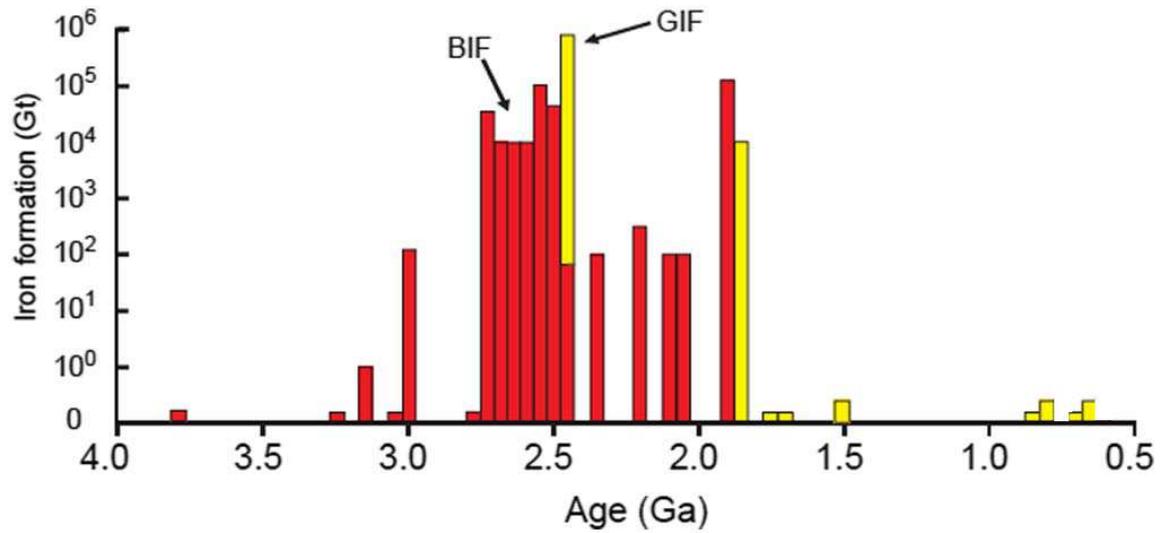
em águas mais rasas (MOREY, 1983; SIMONSON, 1985; BEUKES; KLEIN, 1990; TRENDALL, 2002).

Já as formações ferríferas bandadas são dominantes no registro arqueano a paleoproterozóico (KONHAUSER et al., 2017), sendo caracterizadas pelo bandamento contínuo ou laminação, marcado pela alternância entre camadas ricas em sílica e camadas ricas em ferro, e por isso são interpretadas como depósitos de ambiente marinho profundo, relativamente distante do nível de base de ondas (SIMONSON; HASSLER, 1996; TRENDALL, 2002; KRAPEZ; BARLEY; PICKARD, 2003), sem contato direto com a atmosfera. Essa alternância em várias escalas é explicada por diversas propostas, melhor descritas adiante neste capítulo. As formações ferríferas bandadas apresentam uma maior continuidade lateral e podem, raramente, apresentar-se intercaladas com as granulares (TRENDALL, 2002).

A literatura enfatiza o caráter puramente descritivo dos termos *FFB/BIF* e *FFG/GIF*. Trendall (2002) acrescenta que a composição química destas variedades tende a ser muito próxima, muito embora os *BIFs* apresentem maior variação mineralógica (TRENDALL, 2002).

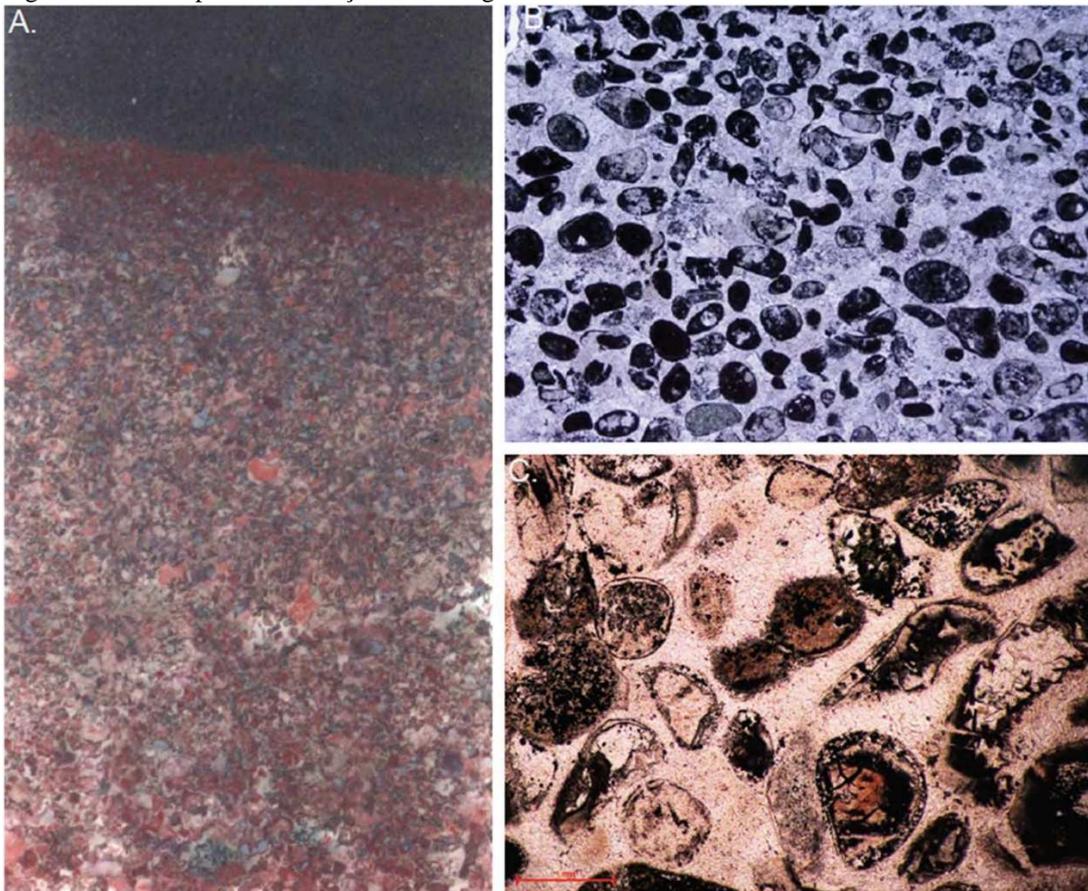
A Figura 15 a seguir demonstra a distribuição temporal destes dois tipos texturais, mostrando predominância das formações bandadas no Arqueano e Paleoproterozóico, e granulares a partir do Paleoproterozóico. Observa-se que formações granulares persistem até o Neoproterozóico, muito embora o volume depositado tenha drasticamente diminuído em comparação ao Paleo e Mesoproterozoico. As figuras 16 e 17, respectivamente, mostram as duas variedades texturais, *GIF* e *BIF*.

Figura 15 – Distribuição dos tipos texturais de FF ao longo do tempo



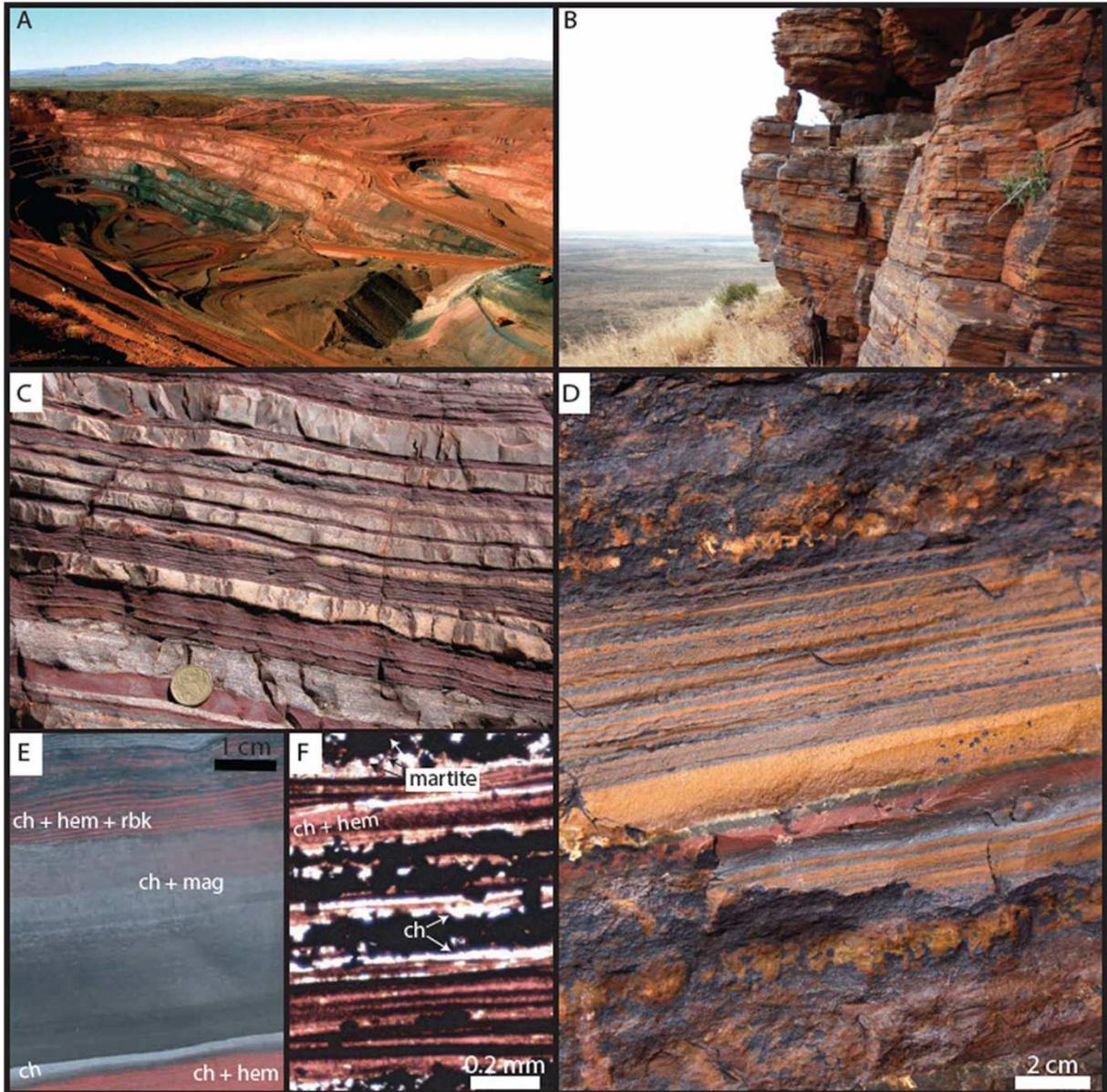
Fonte: Modificado de Bekker et al. (2010)

Figura 16 – Exemplos de formação ferrífera granular.



Legenda: A) e B) Formação Frere e Grupo Earaheedy (Austrália); C) Seção delgada da Formação Timeball Hill, África do Sul.

Fonte: Konhauser et al. (2017)

Figura 17 – Exemplos de FFB/*BIF*.

Legenda: A) Visão aérea geral do Membro Gorge, Austrália; B) Fotografia da parte basal do *BIF* da Formação Kuruman, África do Sul; C) Seção do Membro Joffrey, Austrália; D) *BIF* Kuruman mostrando bandamento submilimétrico; E-F) Fotos e fotomicrografias ilustrando principais características petrográficas da fácies óxido do *BIF* do Membro Joffre, Austrália; Ch – chert;; mag – magnetita; hem – hematita; rbk – riebeckita.

Fonte: Konhauser et al. (2017)

### 5.3.3 Classificação Paleoambiental

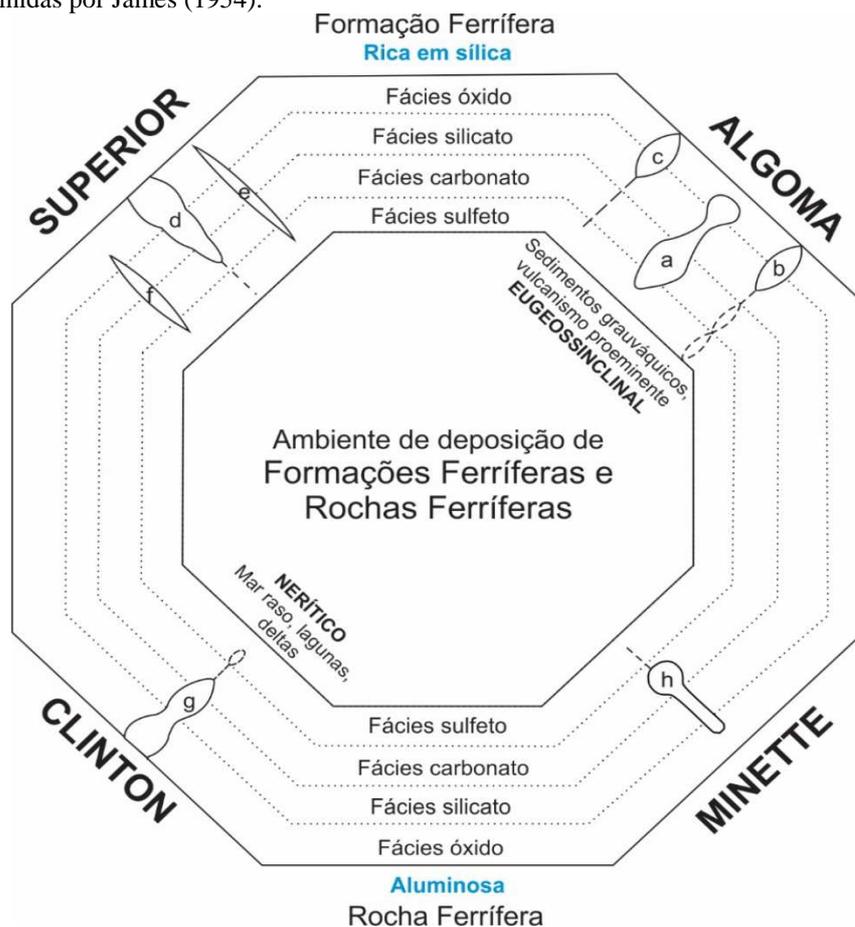
No sentido de atribuir um parâmetro paleoambiental às formações ferríferas, destaca-se o trabalho pioneiro de Gross (1965), aplicado a depósitos de ferro no Canadá. Este autor

reconhece a problemática existente com relação a nomenclatura, e utiliza o termo genérico “formação ferrífera (*iron-formation*)” para se referir a todas as unidades estratigráficas (clásticas e químicas) com 15% ou mais de ferro, e cujos minerais de ferro podem se apresentar interbandados com quartzo, *chert* ou carbonatos e cuja estrutura bandada conforma com o padrão das rochas (meta)sedimentares e (meta)vulcânicas adjacentes. Excluem-se desta definição depósitos de ferro associados a rochas intrusivas discordantes. Mais adiante, este mesmo autor (GROSS, 1980) agrupa como formações ferríferas apenas os termos precipitados e ricos em sílica, chamando de rochas ferríferas (*ironstone*) as demais categorias.

São 4 os tipos termos precipitados, e incluem (Figura 18):

- a) Os predominantemente aluminosos (rochas ferríferas): Clinton e Minette
- b) Os predominantemente silicosos (formações ferríferas): Algoma e Superior.

Figura 18– Tipos de formações ferríferas e rochas ferríferas precipitadas, seus ambientes de deposição e fácies 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: Adaptado de Gross (1980)

O tipo Clinton é caracterizado por rochas de idade cambriana a devoniana, compostas por uma mistura de hematita, chamosita e siderita, sem a presença de *chert* (GROSS, 1965). A sílica presente se dá na forma de silicatos de ferro e poucos grãos clásticos. Esta variedade encontra-se associada a folhelhos carbonáticos e arenosos, dolomita e calcário, na forma de corpos lenticulares, podendo apresentar restos fosseis e oólitos, e sua origem está relacionada à margens continentais ou plataforma rasa (GROSS, 1965).

O tipo Minette também possui idade pós-precambriana, sendo conhecidos diversos exemplos jurássicos (GROSS, 1965). A textura é predominantemente oolítica, e a mineralogia inclui uma variedade de silicatos de ferro (ex. chamosita), cloretos de ferro, limonita e siderita (GROSS, 1965). Pode ocorrer material clástico, incluindo raros restos fossilíferos. Ocorre associado a folhelhos negros carbononáticos, argilitos e folhelhos arenosos, possivelmente formados em ambiente marinho ou águas rasas salobras (GROSS, 1965).

A partir deste ponto, será dada ênfase às variedades silicosas, Algoma e Superior, e a uma variedade paleoambiental mais recentemente descrita (tipo Rapitan), uma vez que estas constituem o foco deste trabalho. É importante salientar que as descrições a seguir representam *end members*, uma vez que, atualmente, é mais comum considerar gradação entre um tipo e outro (BEKKER et al., 2010). Classificação em tipos Algoma e Superior (GROSS, 1965) foi utilizada para enfatizar diferenças nos tipos de rochas associadas a cada um e seus diferentes ambientes deposicionais e tectônicos, que variam de plataformas continentais a cadeias vulcânicas submarinas em profundas bacias vulcânicas.

Diferenciação entre Algoma e Superior é dificultada pelo grau de deformação e metamorfismo principalmente na margem de crátons, resultando em desmembramento e imbricamento de pacotes não relacionados geneticamente. Por isto, o assunto é tratado aqui da forma mais simples possível, considerando baixos graus de metamorfismo e deformação, apenas para termos descritivos.

### 5.3.3.1 Tipo Algoma

Formações ferríferas tipo Algoma, conforme inicialmente definidas por Gross (1965), são finamente bandadas ou laminadas, sendo este bandamento caracterizado pela alternância de camadas ricas em sílica (na forma de *chert*) e camadas ricas em hematita ou magnetita, podendo ocorrer bandas de carbonatos e silicatos de ferro. Estão intimamente associadas a rochas vulcânicas, folhelhos, grauvacas e turbiditos, sugerindo deposição em ambiente marinho profundo, relativamente próximo a centros vulcânicos, onde ocorre intensa atividade exalativa (GROSS, 1965; GROSS, 1983). Podem associar-se a depósitos do tipo VMS (*Volcanogenic Massive Sulfides*), anteriormente tido como fácies sulfeto de formações ferríferas (JAMES, 1954), próximo aos centros exalativos (BEKKER et al., 2010). Aquelas formadas sucessivamente mais distantes destes centros podem apresentar fácies carbonato e óxido, respectivamente, formando unidades mais extensas e espessas (GROSS, 1983). Por se tratar de rochas depositadas em porções marinhas profundas, onde prevalece bastante “quietude”, a variedade textural granular normalmente é ausente (BEKKER et al., 2010).

Formações ferríferas do tipo Algoma ocorrem com uma variedade de idades, sendo conhecidos análogos modernos associados a sedimentos metalíferos depositados ao longo de cadeias meso-oceânicas (GROSS, 1983), porém são mais abundantes no registro do Neoarqueano ao final do Paleoproterozóico, com pico de deposição entre 2,75-2,70 Ga (BEKKER et al., 2010; HUSTON; LOGAN, 2004). Em comparação com o tipo Superior (descrito a seguir), esta categoria apresenta-se mais delgada e com menor extensão lateral, o que não necessariamente significa que eram menores ao tempo de deposição, mas sim que não houve preservação devido a ação tectônica posterior (BEKKER et al., 2010). A propósito, aquelas mais antigas que 3.0 Ga possivelmente refletem ausência de sucessões cratônicas prévias (BEKKER et al., 2010). Apesar disso, são mais abundantes em termos de número de depósitos de distribuição geográfica (BEUKES; GUTZMER, 2008 apud BEKKER et al., 2010).

A descoberta de sistemas hidrotermais submarinos por volta da década de 70 e sistemas de plumas foram de suma importância para os novos modelos de gênese de formações ferríferas, conforme será melhor discutido adiante. Barley et al. (1998), por exemplo, relaciona a deposição de formações ferríferas bandadas arqueanas à complexa interação entre tectônica, magmatismo e eustasia. Posto isso, modelos de gênese mais recentes associam formações tipo Algoma ao longo do Arqueano a pulsos de atividade

magmática e hidrotermal durante a deposição de sequências metavulcanossedimentares em *greenstonebelts* (BEKKER et al., 2010). O pico de deposição em 2,75-2,70, por exemplo, pode estar relacionado a um grande evento de pluma (HUSTON; LOGAN, 2004), o que não significa que todos os picos de deposição de formações ferríferas se relacionem a eventos do tipo.

### 5.3.3.2 Tipo Superior

O tipo Superior, também conhecido como Lago Superior, ocorre geralmente associado a dolomitos, quartzitos e folhelhos negros, indicando deposição em ambiente plataformal continental, ao longo de margens de crátons pré-cambrianos ou sobre plataformas ou taludes continentais, relativamente próximos à costa (GROSS, 1965; 1980; 1983). Em contraste com o tipo Algoma, esta categoria raramente apresenta-se associada a rochas vulcânicas, e, por ser depositada em ambiente de alta energia, pode apresentar textura granular ou oolítica (GROSS, 1980; GROSS, 1983), embora bandamento seja mais comum. Os exemplos documentados apresentam extensão lateral e espessura mais expressivos que o tipo Algoma, possivelmente como reflexo de processos geológicos de escala global (HUSTON; LOGAN, 2004), bem como da disponibilidade das áreas nas margens cratônicas.

Maior parte das principais ocorrências de formações ferríferas do mundo são atribuídas a esta categoria, estando 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 et al., 1973; HOLLAND, 1973), ao desenvolvimento e oxigenação da atmosfera e origem de microorganismos. Conforme será explicado mais adiante, a deposição de formações ferríferas leva em consideração também fatores tectônicos e magmáticos.

Exemplos destas formações ferríferas incluem: Bacia de Hamersley (Austrália); Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais (Brasil); Supergrupo Transvaal (África do Sul); Krivog Rog (Ucrânia); Labrador (Canadá).

### 5.3.3.3 Tipo Rapitan

As formações ferríferas do tipo Rapitan foram definidas inicialmente por Young (1976) na região noroeste do Canadá, em grupo homônimo, que serviu de depósito arquetípico desta categoria. Uma origem glaciogênica já havia sido anteriormente proposta para os conglomerados associados à formação ferrífera do Grupo Rapitan (ZIEGLER, 1959 *apud* YOUNG, 1976). Esta ocorre como rochas finamente bandadas ou laminadas, em que se alternam camadas de jaspe e camadas ricas em hematita, em associação com rochas e estruturas sugestivas de ambiente glacial tais como: mixtitos contendo uma variedade de clastos, dentre eles muitos facetados e estriados em várias direções; rochas sedimentares associadas finamente laminadas com clastos isolados de grandes dimensões, etc.

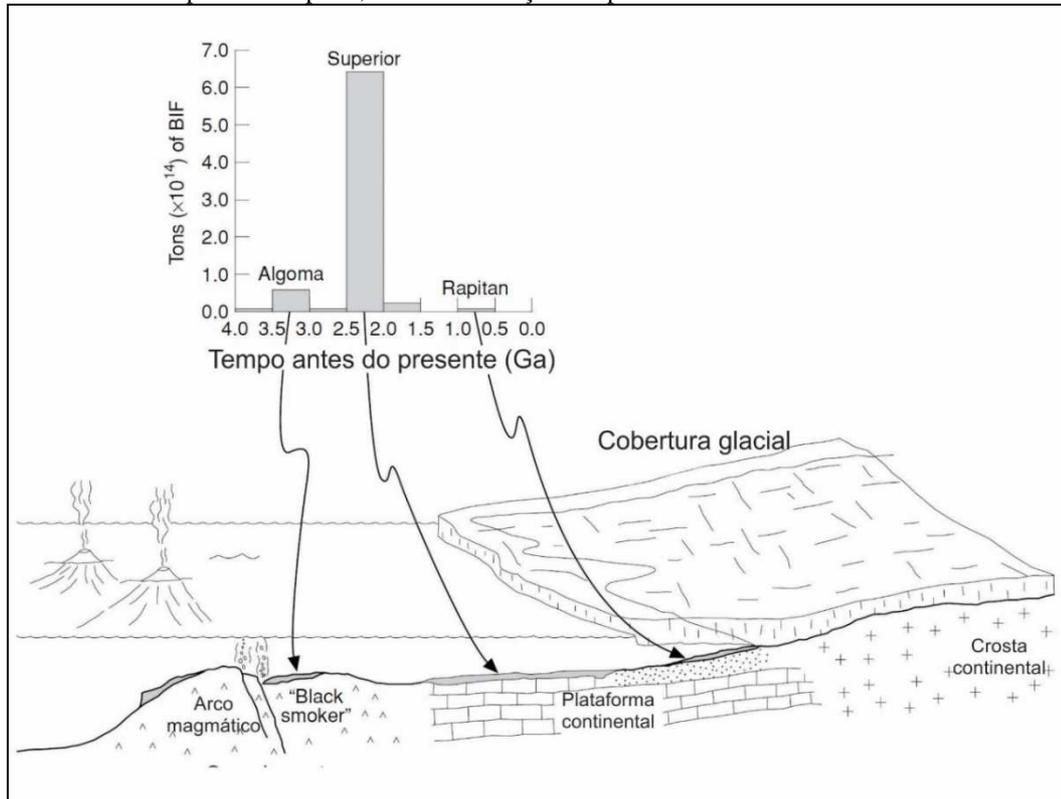
Para o autor, diante destas características, não resta dúvidas quanto à existência de uma capa flutuante de gelo durante a deposição de ao menos uma parte desta formação ferrífera (YOUNG, 1976). No entanto, formações ferríferas neoproterozóicas ainda constituem um enigma: desde o Mesoproterozóico, há uma lacuna de cerca de 1 Ga em que não há (ou muito pouco) registro de deposição de formações ferríferas, de forma que o seu reaparecimento no Neoproterozóico levanta questões sobre a evolução atmosférica e oceânica.

Kirschvink (1992) sugere que este hiato na deposição de formações ferríferas e sua ressurgência no Neoproterozóico foi resultante de um novo ciclo de anoxia/reoxigenação oceânica, relacionado a um evento de glaciação global chamado *Snowball Earth* (HOFFMAN et al., 1998; HOFFMAN; SCHRAG, 2002). Esta hipótese considera que a espessa capa de gelo que cobriu os oceanos em um ou mais episódios de glaciação no Neoproterozóico isolou a coluna de água da atmosfera oxigenada e do *input* proveniente dos rios. Ação de bactérias, bem como intemperismo do assoalho oceânico e atividade hidrotermal consumiram o oxigênio, tornando o ambiente marinho anóxico. Nestas condições, a quantidade de  $\text{Fe}^{2+}$  (solúvel), aumentou, sendo precipitado como  $\text{Fe}^{3+}$  uma vez derretida a camada de gelo, fazendo com que houvesse reequilíbrio com o oxigênio atmosférico (STERN et al., 2013).

A grande maioria dos exemplos neoproterozóicos estão relacionados a eventos de glaciação, como por exemplo: Rapitan no Canadá (YOUNG, 1976); Damara na Namíbia (BREITKOPF, 1988); Urucum no Brasil (KLEIN; LADEIRA, 2004); Adelaide na Austrália Sul (LOTTERMOSER; ASHLEY, 2000); Menhouou no Marrocos (PELLETER et al., 2006). Outras propostas paleoambientais para formações ferríferas neoproterozoicas, contudo, tem crescido e estão explicadas no próximo tópico.

A Figura 19 a seguir mostra a disposição esquemática destes três ambientes tectônicos supracitados, complementada por uma distribuição temporal dos volumes de formação ferrífera depositados.

Figura 19 – Ambientes tectônicos de deposição das formações ferríferas do tipo Algoma, Superior e Rapitan, e sua distribuição temporal.



Fonte: Adaptado de Robb (2005).

#### 5.3.3.4 Formações Ferríferas neoproterozóicas não relacionadas a eventos de glaciação

A maioria das formações ferríferas neoproterozóicas conhecidas são do tipo Rapitan (associadas a eventos de glaciação) (KLEIN, 2005; KLEIN; BEUKES, 1993; YOUNG, 1976). Contudo, foi assunto de muita controvérsia a existência de um evento global de glaciação no Neoproterozóico, de forma a se questionar se todas as formações ferríferas neoproterozóicas têm origem glacial. Hyde et al. (2000) propõem uma das alternativas pioneiras ao *Snowball Earth*, em que parte da região equatorial não teria sofrido os efeitos deste evento. Este modelo argumenta contra a existência de uma capa de gelo cobrindo a totalidade dos oceanos no Neoproterozóico.

Muitos depósitos glaciais no mundo não ocorrem associados a formações ferríferas. Estas são ausentes, ou ocorrem estratigraficamente mais abaixo, ou são pós-deposicionais (YOUNG, 1988). Apesar de importantes pilares de sustentação da teoria *Snowball Earth*, hipóteses alternativas têm surgido para explicar o reaparecimento de formações ferríferas no Neoproterozoico e aparenta que a diversidade de tipos de formações ferríferas neste período é maior do que o esperado (GAUCHER; SIAL; FREI, 2015).

As formações ferríferas bandadas de Wadi Karim e Um Anab (Egito) (BASTA et al., 2011) e Sawain (Arábia Saudita) (STERN et al., 2013), ocorrem intimamente associadas/hospedadas em rochas vulcânicas, e cujas características geoquímicas apontam para um ambiente *back-arc*. Estas formações ferríferas constituem uma nova categoria paleoambiental, chamada tipo Algoma Neoproterozóico.

Formações ferríferas tipo Algoma Neoproterozóico também possuem origem relacionada à atividade hidrotermal em pequenas bacias tipo *rift* que acompanharam a quebra do Rodínia (modelo *zíper-rift* – EYLES; JANUSCZAC, 2004). Este modelo tenta considerar a relação entre a reorganização da superfície no Neoproterozóico, os efeitos climáticos das barreiras geomorfológicas criadas pelo rifteamento, e o registro sedimentar resultante nestas bacias criadas. Um exemplo é a formação ferrífera correlata à Formação Jucurutu, Grupo Seridó, RN, Brasil, interpretada como sendo depositada em bacia tipo *rift*, entre 650 (zircão detrítico mais jovem) e 590 Ma (idade dos granitos intrusivos) (SIAL et al., 2015; VAN SCHMUS et al., 2003). As rochas de origem glacial que ocorrem no Grupo Seridó não estão diretamente relacionadas à formação ferrífera (LEGRAND et al., 2008). A existência de um ambiente extensional pode explicar as diferenças daquelas formações ferríferas supracitadas, como a presença de carbonatos (GAUCHER; SIAL; FREI, 2015). A geoquímica entra como principal ferramenta corroborativa destes modelos.

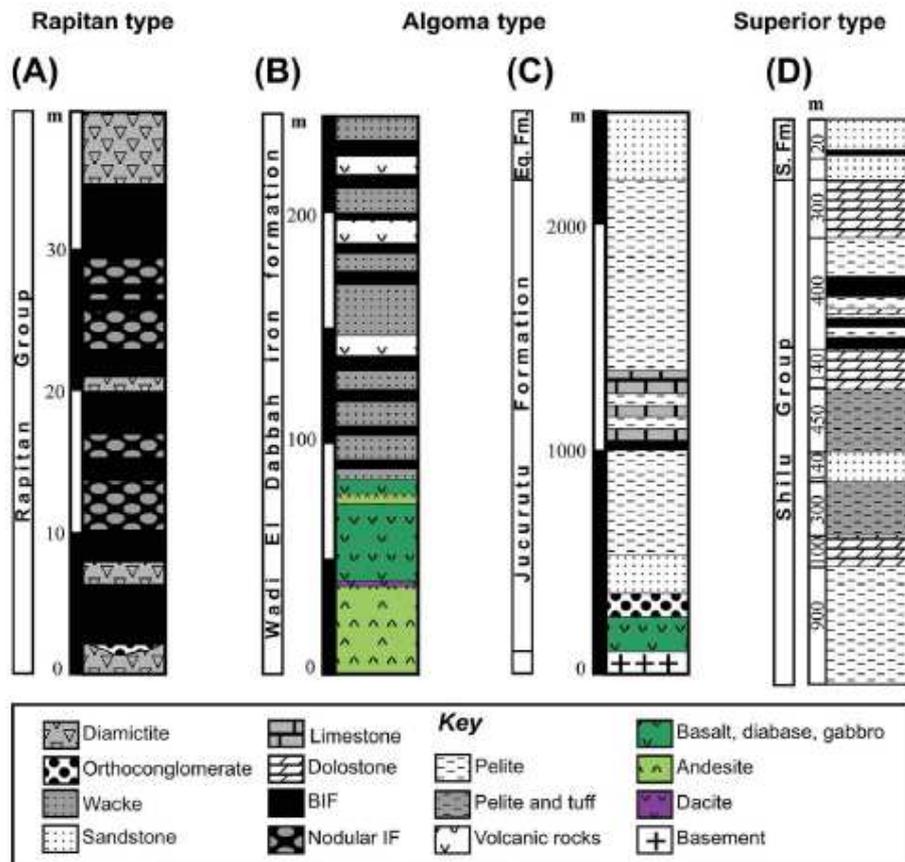
Existem formações ferríferas neoproterozóicas também do tipo Superior, caracterizadas pela deposição em ambientes de margem passiva, associadas a espessos pacotes de rochas carbonáticas e folhelhos, estando ausentes a associação direta com rochas vulcânicas e com depósitos glaciais (GAUCHER; SIAL; FREI; 2015). Este tipo neoproterozóico de formação ferrífera é talvez o tipo mais negligenciado, muito embora possuam espessura e extensão lateral consideráveis.

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 et al., 2003; 2008).

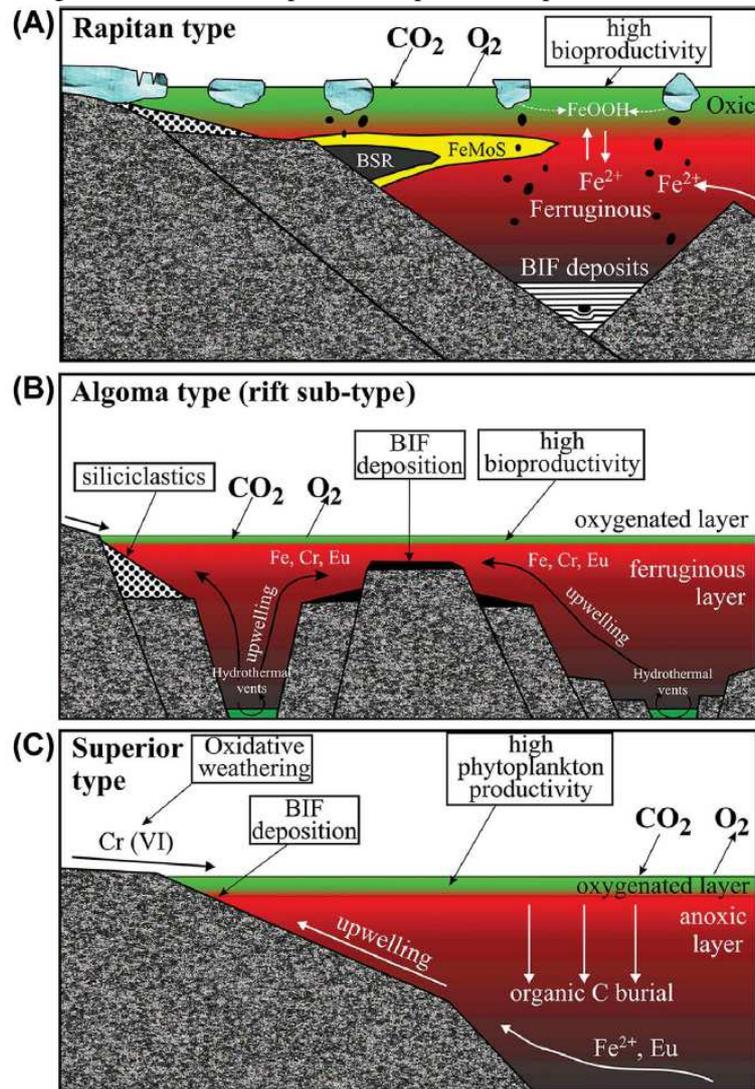
A figura 20 a seguir mostra a litoestratigrafia de alguns exemplos de formações ferríferas neoproterozóicas. A figura 21 demonstra estas variedades de formação ferrífera através de modelos.

Figura 20 – Litoestratigrafia de algumas formações ferríferas neoproterozóicas.



Legenda: A) FF no limite entre as formações Suyuney e Shenzal, Rapitan. Canadá (BALDWIN; TURNER; KAMBER, 2013) – Formação tipo Rapitan (associado a glaciação); B) FF Wadi El Dabbah, Egito - Tipo Algoma (compressional) (ALI et al., 2009); C) FF da Fm. Jucurutu, RN, Brasil – Tipo Algoma (extensional) (VAN SCHMUS, 2003; NASCIMENTO; SIAL; PIMENTEL, 2007); D) G. Shilu, China– Tipo Lago Superior (XU et al., 2013)

Figura 21 – Modelos deposicionais para FF neoproterozoicas



Legenda: A) Tipo Rapitan (BALDWIN et al., 2012): deposição de FF com o derretimento das geleiras. BSF: *Bacterial Sulphate Reduction*; B) FF tipo Algoma Rift (Fm. Jucurutu) (SIAL et al., 2015); c) FF tipo Superior (Fm. Yerbal, Uruguai) (FREI et al., 2013)

## 5.4 Mecanismos de precipitação e origem do ferro em formações ferríferas

### 5.4.1 Evolução dos conhecimentos

A abundância de formações ferríferas no pré-cambriano e a ausência de deposição no fanerozóico têm sido usados como parâmetros nos estudos acerca da origem do ferro. Muitos autores argumentavam uma atmosfera e sistema oceânico amplamente anóxicos à época. Com baixa ou nenhuma concentração de  $O_2$ , promovia-se o transporte de grandes massas de ferro nos oceanos (na forma de  $Fe^{2+}$  dissolvido, já que  $Fe^{3+}$  é insolúvel nestas condições) (CLOUD, 1973; HOLLAND, 1973, 1984).

Trabalhos pioneiros como o de James (1954) e Lepp e Goldich (1964) consideravam a origem do ferro no Arqueano a Paleoproterozóico essencialmente continental, onde o Fe teria sido removido dos continentes e transportado na forma divalente na ausência de  $O_2$  atmosférico, presumindo-se que os continentes eram mais “máficos” e ricos em ferro (CONDIE, 1993). Esta hipótese foi gradualmente caindo em desuso, pois seria preciso um sistema fluvial em que todos os rios teriam o porte do rio Amazonas para transportar a quantidade de ferro no Paleo-Mesoproterozóico (representado pela província de Hamersley, Austrália, onde os estudos foram conduzidos) (TRENDALL; BLOCKEY, 1970). Além disso, se as FF são tão “puras”, ou seja, livres de contaminantes clásticos, como explicar uma origem completamente continental?

Por volta da década de 70, a descoberta dos sistemas hidrotermais submarinos profundos permitiu a observação de alto fluxo de ferro dissolvido derivado das cadeias meso-oceânicas (*Mid Ocean Ridges (MORs)*) (SAITO et al., 2013), de forma que foi reconhecido que cerca de 75% do *input* de ferro oceânico é de origem hidrotermal (CARRAZO; JELLINEK; TURCHYN et al., 2013; GERMAN et al., 2010; GERMAN; SEYFRIED, 2014). Desta maneira, atualmente consideram-se modelos em que o ferro que deu origem às FF pré-cambrianas possui origem principalmente ligada a sistemas hidrotermais profundos, sendo levado à superfície/zona fótica e oxidado por mecanismos que serão explicados a seguir.

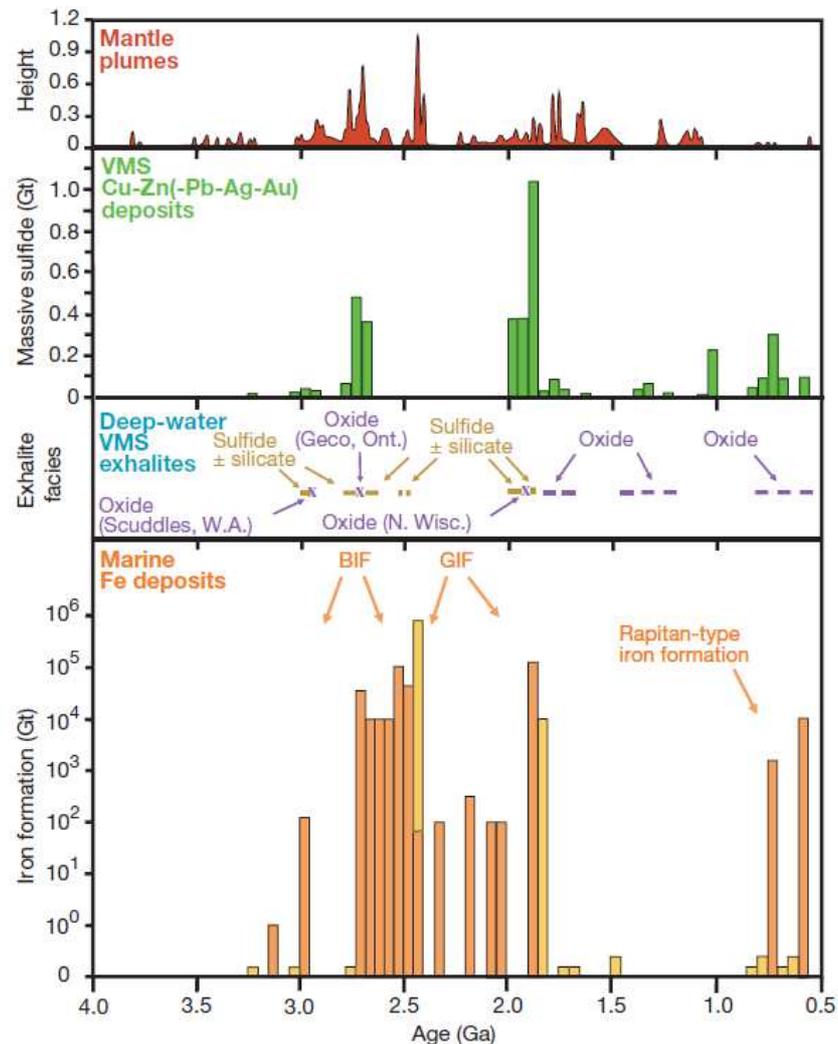
Explicar o grande volume de FF/ ferro dissolvido depositado no Pré-cambriano com relação a atualidade (menos ferro dissolvido nos oceanos) leva em consideração os seguintes fatores:

- a) No Pré-cambriano havia condições menos oxidativas, favorecendo o transporte de grandes volumes de  $\text{Fe}^{2+}$  e a grandes distâncias;
- b) No Pré-cambriano havia temperaturas mais elevadas na interação água-rocha, fazendo com que os sistemas hidrotermais fossem bem mais expressivos por facilitar a dissolução do Fe;
- c) Baixa concentração de sulfato no Arqueano-Paleoproterozóico (que afeta o Eh de fluidos hidrotermais) (já que supostamente não havia micro-organismos);
- d) Contribuição de Fe de origem continental também era maior (com relação à atualidade) no Arqueano-Paleoproterozóico porque os continentes eram “mais máficos” (DHUIME; WUESTEFELD; HAWKESWORTH, 2015);
- e) Relação da deposição de grandes massas de FF com eventos de pluma/quebra continental (3.8-1.8), que serviram de suprimento de ferro em momentos específicos (ISLEY; ABBOTT, 1999);
- f) Regiões montanhosas oceânicas arqueanas eram bem mais rasas que as atuais (ISLEY, 1995), refletindo altas temperaturas de plumas mantélicas, e sob estas condições, o componente hidrotermal pode ter ascendido à zona fótica, onde muitos eventos oxidativos podem ter ocorrido;
- g) Atualmente, as taxas de  $\text{Fe}^{2+}$  hidrotermais submarinas são significativamente menores que as requeridas para formar uma formação ferrífera, porém este sistema mostra que o ferro pode ainda assim ser transportado a longas distâncias;
- h) Concentrações de ferro em folhelhos arqueanos são bem maiores que aqueles fanerozóicos (BEKKER et al., 2010);
- i) Apesar de várias FF pré-cambrianas encontrarem-se deformadas e metamorfisadas, a existência de grandes depósitos laminados sugere deposição em bacias profundas (>200m) (TRENDALL, 2002) e indica que, de fato, sistemas hidrotermais oceânicos foram os principais responsáveis pelo ferro precipitado como formações ferríferas no Pré-cambriano (SIMONSON, 2003).

#### 5.4.2 Plumas mantélicas, depósitos VMS e Formações Ferríferas

Conforme citado anteriormente, atualmente reconhece-se que a deposição de grandes massas de formações ferríferas e economicamente importantes possuem relação com eventos de quebra continental e plumas mantélicas, conforme registrado por *Large Igneous Provinces (LIPs)*, enxames de diques e intrusão de grandes volumes rochas máficas-ultramáficas submarinas de idade similar (ISLEY; ABBOTT, 1999; RASMUSSEN et al., 2012) associados. Maiores taxas de atividade vulcânica (submarina ou subaérea), aumento do nível do mar, efeito estufa e produção de depósitos VMS ocorrem em concomitância a eventos de separação continental, reforçando a existência deles (BARLEY et al., 1997; 2005; BEKKER et al., 2010; 2014; CONDIE et al., 2001). Para Bekker et al. (2010) a deposição de *BIFs* e *GIFs*, bem como de rochas ferríferas e exalitos/VMS registram uma complexa interação entre o calor mantélico/plumas, tectônica e condições redox da superfície/oceanos ao longo da história do planeta. A aparição das formações do tipo Superior, por exemplo, é tida não só como uma evidência da significativa expansão no Neoarqueano-Paleoproterozoico de plataformas continentais e ambientes de talude, permitindo a disposição de maiores áreas de deposição de sedimentos em comparação às bacias em terrenos vulcânicos onde se depositaram as formações do tipo Algoma (SIMONSON, 2003). Devido ao fato de que o ferro transportado está ligado a processos hidrotermais, depósitos VMS e o estado redox da água oceânica, nos auxilia a compreender estas deposições episódicas de formações ferríferas no Pré-cambriano (Figura 22). Depósitos VMS e ricos em Cu estão restritos a locais em que os fluidos têm mais que 300°C e a profundidade maior que 850m; em locais mais rasos, assumindo a atual salinidade da água, a ebulição impediria a produção de sulfetos maciços ricos em Cu (BEKKER et al., 2014; SLACK et al., 2007). Algo importante a ser mencionado é que, apesar das formações ferríferas estarem ligadas a eventos de plumas, os grandes depósitos VMS são gerados em ambientes de arco marcados por vulcanismo bimodal (FRANKLIN et al., 2005).

Figura 22 – Relação entre a distribuição de eventos de plumas/superplumas ao longo do Pré-cambriano e alguns depósitos minerais selecionados.



Nota: Informações sobre eventos de plumas de Abbot e Isley (2002), cujo eixo Y encontra-se em série gaussiana; distribuição de depósitos de ferro e VMS cuja quantidade encontra-se em Gt e intervalos de tempo em 50 Ma; períodos de dominância *BIF/GIF* esquemáticos; variação de exalitos de Slack e Cannon (2009).

Fonte: Bekker et al. (2010)

Um evento plumático significativo de escala global, por exemplo, é registrado entre 2.50-2.45 Ga (HEAMAN, 1997), precedendo a assembléia supercontinental (BARLEY et al., 2005), coincidindo com grande deposição de formações ferríferas em ambiente de margem continental reativada (KRAPEZ et al., 2003). Exemplos de FF depositadas neste período incluem Quadrilátero Ferrífero (Brasil), Krivoy Rog (Ucrânia) e Kursk (Rússia) (BEKKER et al. 2010). Maioria (cerca de 70%) das FF de idade similar foram, de fato, depositadas entre 2.60-2.40 Ga, precedendo imediatamente o *GOE* (BEKKER et al., 2010; BARLEY et al., 2005). Deposição de *VMS* é raro neste período, e ainda não há explicação para tal.

### 5.4.3 Mecanismos de precipitação de ferro e sílica

Os mecanismos pelos quais o  $\text{Fe}^{2+}$  foi oxidado para formar formações ferríferas ainda são incertos. Diagênese e metamorfismo costumam obliterar as feições e minerais primários das formações ferríferas, o que impõe uma barreira à reconstrução de ambientes antigos. Formações ferríferas, no entanto, frequentemente constituem um arquivo muito importante da hidrosfera, atmosfera e biosfera ao tempo de sua deposição.

Existe um consenso no que diz respeito à relação entre a precipitação de formações ferríferas e mudanças na química da hidrosfera e atmosfera (SIMONSON, 2003). Apesar da grande quantidade de teorias que tentam explicar mecanismos para o transporte e deposição do ferro e da sílica, muitos têm considerado o envolvimento de processos geoquímicos marinhos e microbianos e por isso as rochas ferríferas são tidas como marcadores de mudanças na oxigenação da atmosfera (ANBAR et al., 2007; POSTH et al., 2013).

Alguns modelos consideram que os oceanos antigos eram anóxicos e ricos em  $\text{Fe}^{2+}$  (HOLLAND, 1973; MORRIS, 1993), cuja fonte eram as fumarolas em assoalhos submarinos, enquanto a sílica era proveniente dos continentes (HOLLAND, 1973). Isto foi proposto devido ao fato de que a deposição de grandes quantidades de formações ferríferas requer o transporte a longas distâncias de grandes quantidades de ferro dissolvido, logo, as águas eram anóxicas e ricas em  $\text{Fe}^{2+}$  e sílica. Além disso, considera-se que as águas superficiais no Neoarqueano-Paleoproterozoico (período de maior importância na deposição das formações ferríferas) se tornaram supostamente muito oxigenadas, e o  $\text{Fe}^{2+}$  precipitou como hidróxidos/óxidos de  $\text{Fe}^{3+}$  (TRENDALL, 2002). Por isso, muitos autores concordam com a ideia de um oceano estratificado, no qual o ferro bivalente (solúvel) seria abundante e transportado em águas profundas (redutoras), enquanto acima das quimioclinas (limite entre o ambiente redutor e oxidante) as águas seriam oxidantes e pobres em ferro (CHEMALE JUNIOR; TAKEHARA, 2013; SIMONSON, 2003). Desta maneira, modelos de deposição devem enfatizar processos ativos ao longo dessas quimioclinas (SIMONSON, 2003). Os minerais primários eram possivelmente oxi-hidroxidos de ferro-férrico e sílica amorfa, enquanto outros minerais, como hematita e magnetita resultariam de metamorfismo (POSTH et al., 2013). E mesmo tendo suas características originais alteradas, as formações ferríferas são amplamente tidas como depositadas através da ação de microorganismos (KONHAUSER et al., 2007; PLANAVSKY et al., 2009). Na ausência de microorganismos, alguns modelos abiológicos foram propostos, sem grande sucesso, como veremos adiante.

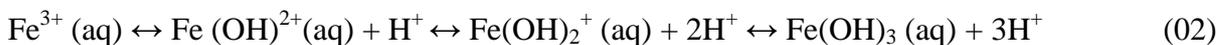
#### 5.4.3.1 Foto-oxidação

É de consenso que a deposição de formações ferríferas está ligada a mecanismos que oxidaram  $\text{Fe}^{2+}$  em  $\text{Fe}^{3+}$ , na forma de partículas de hidróxidos de Fe que precipitaram e se acumularam no assoalho oceânico. Estes mecanismos são, até hoje, bastante incertos. No entanto, sabendo-se que as FF recordam mudanças significativas da superfície e da atmosfera, é possível que durante o Pré-cambriano, estas tenham sido formadas por diferentes mecanismos. Um destes mecanismos se chama foto-oxidação e não tem ligação direta ou indireta com micro-organismos.

Antes da oxigenação da atmosfera (e desenvolvimento da camada de ozônio), a superfície da Terra estava sujeita à altos níveis de radiação ultravioleta. Os oceanos eram predominantemente anóxicos e comportavam altas quantidades de ferro divalente, como foi discutido anteriormente. Desta forma, a foto-oxidação (ANBAR; HOLLAND, 1992; CAIRNS-SMITH, 1978) está explicitada na seguinte reação:



Braterman, Cairns-Smith e Sloper (1983) simularam o mecanismo da foto-oxidação em pH próximo ao neutro e grande abrangência de comprimento de ondas UV, e obtiveram que, a um  $\text{pH} > 6,5$  a presença de  $\text{Fe}(\text{OH})^+$  dissolvido se torna importante, pois sob comprimentos de onda de 300 a 450 nm (uma região em que o fluxo solar é mais intenso e a água marinha mais transparente), o  $\text{Fe}^{2+}$  facilmente precipita como  $\text{Fe}^{3+}$ , e logo sofre hidrólise, precipitando como hidróxidos de ferro:



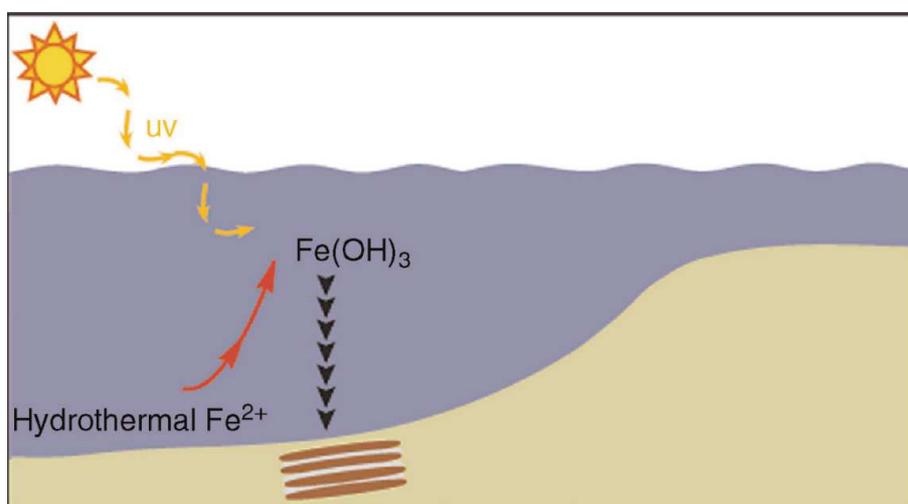
Porém, as quantidades de Fe precipitado estimadas por este mecanismo (FRANÇOIS, 1986; BRATTERMAN; CAIRNS-SMITH, 1986) são muito maiores do que aquelas inferidas para o Arqueano e Paleoproterozóico (PICKARD, 2002; 2003).

Trabalhos mais recentes (KONHAUSER et al., 2007) vieram para reforçar que este modelo tem menor importância com relação aos biogênicos. Konhauser et al. (2007)

simularam as condições dos mares arqueanos através de um experimento o qual considera a reação entre fluidos ricos em  $\text{Fe}^{2+}$  e águas saturadas em sílica, também contendo altas concentrações de  $\text{HCO}_3^-$ , e com isso encontraram que os efeitos da radiação solar eram mínimos para provocar a precipitação de  $\text{Fe}^{3+}$ . Ao invés, precipitação de silicatos (greenalita) e carbonatos de  $\text{Fe}^{2+}$  (siderita) tiveram maior importância (KONHAUSER et al., 2007). É, portanto, difícil pensar na precipitação de óxidos ou hidróxidos de  $\text{Fe}^{3+}$  no Arqueano e Paleoproterozóico como minerais primários na ausência de  $\text{O}_2$  dissolvido ou fotossíntese bacteriana (KONHAUSER et al., 2007). Outros estudos envolvendo possíveis oxidantes produzidos por radiação UV ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ), que podem causar precipitação do  $\text{Fe}^{3+}$ , também encontraram que a quantidade deste oxidante produzida por reações atmosféricas é irrelevante para promover sedimentação do  $\text{Fe}^{3+}$  (PECOITS et al., 2015). Desta maneira, a foto-oxidação é um mecanismo totalmente possível, porém insignificante como agente de precipitação de  $\text{Fe}^{3+}$  na deposição de grandes massas de formações ferríferas.

A figura 23 a seguir ilustra de maneira simples como se dá este tipo de mecanismo.

Figura 23 – Desenho esquemático do modelo da foto-oxidação do  $\text{Fe}^{2+}$ .



Fonte: Adaptado de Posth, Konhauser e Kappler (2011).

#### 5.4.3.2 Modelos biológicos

Há um modelo clássico de oxidação do  $\text{Fe}^{2+}$  que requer precipitação ocorrendo na interface entre águas mais oxigenadas e águas em ascensão ricas em ferro, com a intervenção de  $\text{O}_2$  proveniente de cianobactérias (CLOUD, 1965; 1968; 1973), conforme a reação:

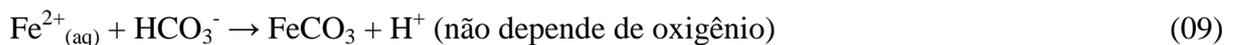
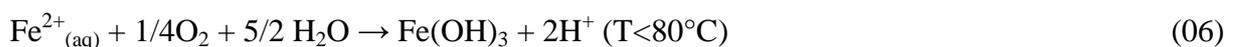


A produção de  $\text{O}_2$  atmosférico por estes organismos seria através da bem conhecida reação de fotossíntese:



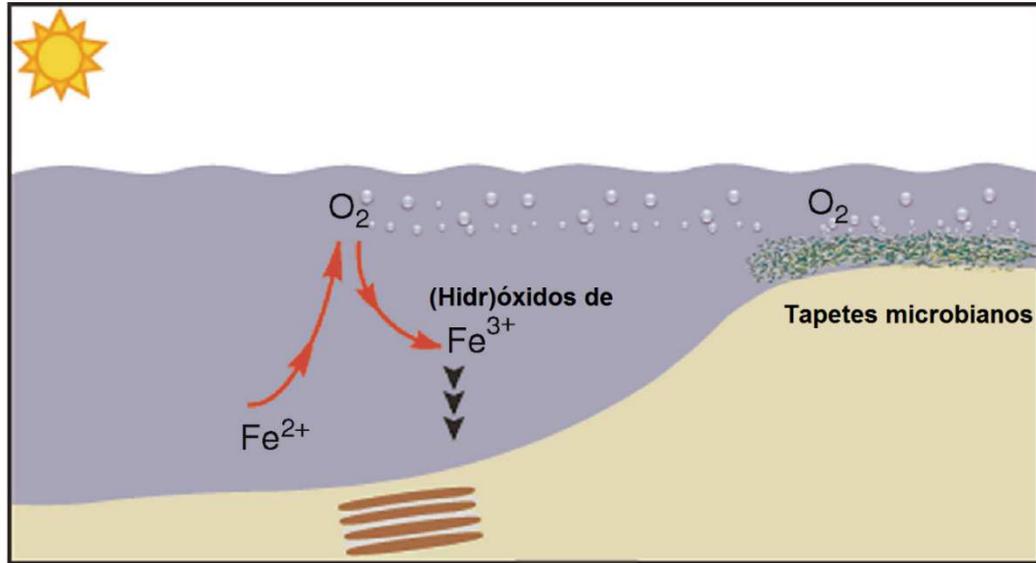
Atividade metabólica planctônica foi evidenciada principalmente depois da descoberta de microfósseis nas formações ferríferas de ca. 1.88 Ga da bacia Animikie (BARGHOORN; TYLER, 1965; CLOUD, 1965). Este modelo seria uma espécie de **precipitação indireta de  $\text{Fe}^{3+}$**  através da reação entre  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{O}_2$  produzido por estas bactérias fotossintetizantes, localizadas preferencialmente em águas mais superficiais. O  $\text{Fe}^{2+}$ , neste caso, funcionou também como uma “enzima mediadora”, causando um aumento na população das bactérias, até um limite de  $\text{Fe}^{2+}$  em que as bactérias sofreriam um “stress oxidativo”, criando uma proteção e parando a produção, e isto pode ser uma explicação do porquê não há registro fóssil mais jovem que 1,9 Ga (HAN; RUNNEHAR, 1992; JAVAUX, 2011; KNOLL et al., 2006; SWANNER et al., 2015).

A precipitação de (hidr)óxidos de ferro, carbonatos de ferro (siderita) ou sulfetos de ferro (pirita) seria dependente da dominância de uma das seguintes reações (OHMOTO et al. 2006):



A figura 24 a seguir ilustra brevemente como se dá a precipitação indireta do ferro.

Figura 24 - Desenho esquemático do modelo proposto por Cloud (1968) para explicar a oxidação do  $\text{Fe}^{2+}$  em óxidos e hidróxidos de  $\text{Fe}^{3+}$  e deposição como formação ferrífera.



Fonte: Adaptado de Posth, Konhauser e Kappler (2011).

Um outro mecanismo envolve a **oxidação direta** do ferro a partir de três tipos de bactérias:

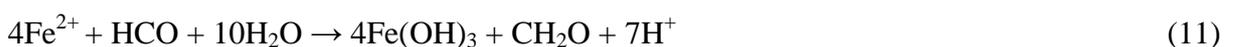
- a) Microaerofílicas
- b) Anoxigênicas fotossintéticas
- c) Nitrato-dependentes

As microaerofílicas (ex. *Gallionella ferrugínea*; *Leptothrix ochracea*, *Mariprofundus ferrooxydans*) desempenham um papel muito importante na oxidação do ferro em sistemas hidrotermais marinhos (BEKKER et al., 2014). Além de usar o ferro como doador de elétrons, estas bactérias usam oxigênio como receptor e o une ao  $\text{CO}_2$ , que é reduzido à carbono orgânico em um processo chamado quimoautotrofia:



Estas bactérias precisam de pouquíssimo oxigênio para a reação, e mesmo assim, ainda conseguem oxidar  $\text{Fe}^{2+}$  a taxas muito maiores (>50x) que em mecanismos abióticos (BEKKER et al., 2014).

Um diferente modelo proposto por Garrels et al (1973) e Hartman (1984) (**fotoferrotrofia**) sugere que a luz (e não o  $\text{O}_2$ ) promove a reação:



Com o  $\text{Fe}^{2+}$  doando 1 elétron (ao invés de  $\text{H}_2\text{O}$ ) e produzindo  $\text{Fe}^{3+}$  como “resíduo” ao invés de  $\text{O}_2$ .

Outros trabalhos (ex. WIDDEL et al., 1993) corroboram esse modelo. Estes autores isolaram em laboratório análogos marinhos e de água doce de organismos fototróficos anaeróbicos que causam a oxidação do  $\text{Fe}^{2+}$  e constataram que estes provocavam oxidação de  $\text{Fe}^{2+}$  através da reação:



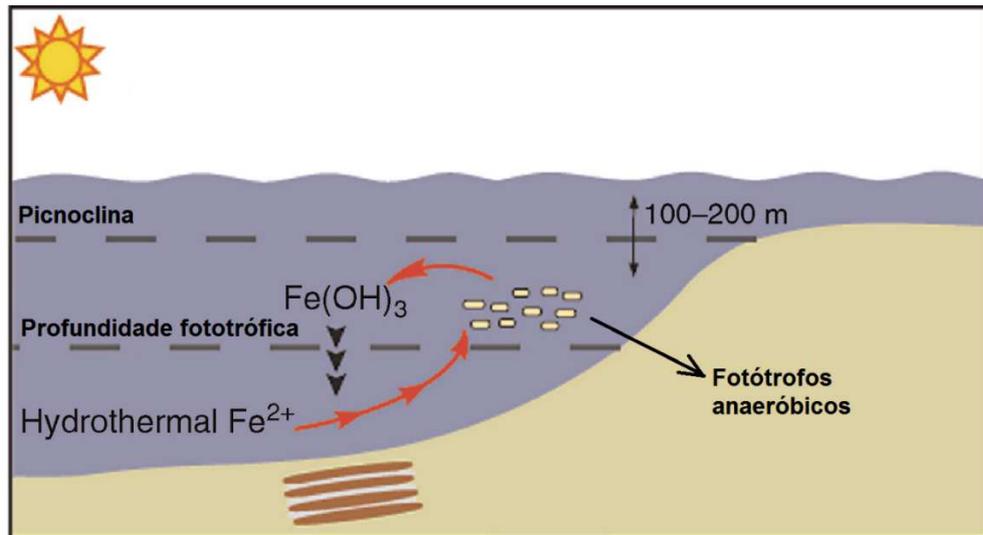
Estes organismos fotoferrótrofos produzem hidróxidos de  $\text{Fe}^{3+}$  criptocristalinos.

Estudos recentes têm descoberto outras bactérias capazes de realizar a oxidação do Fe. É o caso das nitrato-dependentes:



Algumas destas bactérias nitrato-dependentes precisam de um substrato orgânico, embora quimolitoautótrofas oxidantes de  $\text{Fe}^{2+}$  já tenham sido identificadas, capazes de oxidar o Fe autotroficamente (STRAUB et al., 1996). A figura 25 ilustra sucintamente este mecanismo.

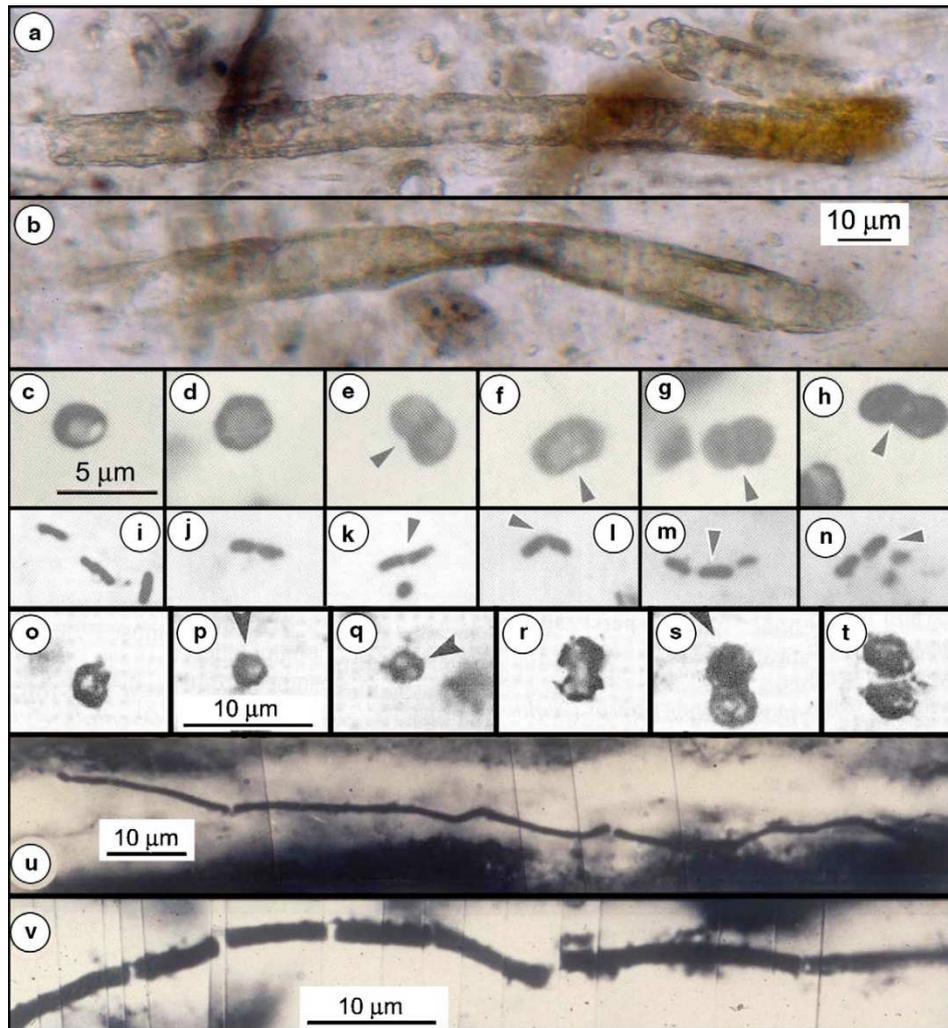
Figura 25 – Desenho esquemático da precipitação direta do Fe



Fonte: Adaptado de Posth, Konhauser e Kappler, 2011.

Provar a origem biogênica destas rochas no Arqueano a partir de algumas estruturas encontradas, por exemplo, em estromatólitos associados às formações ferríferas, tem sido um problema devido à escassez de sedimentos arqueanos e pequeno número de ocorrências de estromatólitos e assembleias microbianas arqueanas preservadas (POSTH et al., 2008). De fato, não é surpreendente que, em comparação ao registro fóssil Proterozóico (>2,5 Ga), o registro Arqueano seja depletado, visto os efeitos de metamorfismo que vieram a destruir tais evidências (POSTH et al., 2008). Mesmo assim, alguns autores têm interpretado certos estromatólitos arqueanos como tendo origem biogênica (depositados por ação microbiana) e contendo supostos fósseis ou icnofósseis de organismos microscópicos (Figura 26) (SCHOPF et al., 2007).

Figura 26 – Microfósseis arqueanos em seções delgadas.



Legenda: (a e b) Grandes estruturas tubulares de organismos procariotas (semelhantes a cianobactérias) pertencentes à Formação Gamohaana, África do Sul, datada de aproximadamente 2516 Ma (KLEIN; BEUKES; SCHOPF, 1987; BUICK, 2001 apud SCHOPF et al., 2007); (c-h) Células microbianas cocoidais e (i-n) células bacterianas em formato de haste, da Formação Monte Cristo, África do Sul, aproximadamente 2600 Ma (BUICK, 2001 apud SCHOPF et al., 2007; LANIER, 1986); (o-t) Células cocoidais da Formação Swartkoppie, África do Sul, com cerca de 3260 Ma, sendo (p-s) ordenados em provável sequência de divisão celular (KNOLL; BARGHOORN, 1977); (u e v) Filamentos bacterianos da Formação Kromberg, África do Sul (SCHOPF et al., 2002; WALSH, 1992; WALSH; LOWE, 1985).

A seguir temos algumas evidências de atividade microbiana antes de 1.8 Ga.

Estromatólitos de 2.72 Ga na Formação Tumbiana (Austrália) construídos por organismos fotoautótrofos (BUICK, 1992), além de trabalhos mais recentes constatando a presença de organismos filamentosos e células cocoidais de ca. 2.6 Ga no Grupo Camobellrand, África do Sul, incluindo possivelmente o gênero de cianobactérias *Phormidium* e *Lyngby* (ALTERMANN; SCHOPF, 1995). Dodd et al (2017) também reconheceram filamentos no cinturão supracrustal de 3.8 Ga Nuvvuagittu, norte de Quebec.

Possíveis estromatólitos com 3.7 Ga no Greenstone belt Isua, Groelandia, foram identificados, nos quais há evidência de metabolismo autotrófico (NUTMAN et al., 2016).

Tapetes microbianos (*MRS - Mat related structures*) são estruturas deixadas por microorganismos sobre os sedimentos. *MRS* são as estruturas biogênicas mais antigas deixadas como evidência fóssil em várias rochas de variadas idades, como os estromatólitos de 3.2 Ga no Grupo Moodies, África do Sul (NOFKE et al., 2006; HEUBECK, 2009).

Fotossíntese oxigênica, entre 2.72-2.59, foi inferida a partir de carbonatos e folhelhos extremamente depletados em querogênio da Província de Hamersley (Austrália) e Cráton Kaapvaal (África do Sul).

Elementos traço de paleosolos, folhelhos, carbonatos e formações ferríferas sugerem um aumento na concentração de oxigênio no Arqueano, em estudos desenvolvidos nos Grupos Campbellrand-Malmani e Hamersley, com alto Re e Mo, o que indica intemperismo de minerais ricos em sulfetos e evolução de fotossíntese prévia a 2.6 Ga, além de evidências de que este enriquecimento é primário (AMBAR et al., 2007; KENDALL et al., 2010; CZAJA et al., 2012; STUEKEN et al., 2015).

Grandes concentrações de carbono orgânico em rochas sedimentares providenciam um dos maiores argumentos de que houve fotossíntese oxigênica no Arqueano, embora este registro se torne esparso em camadas mais antigas que 2.8 Ga (KONHAUSER et al., 2017).

O bandamento típico das formações bandadas pode ter origem tanto orgânica quanto inorgânica (EICHLER, 1976 *apud* CHEMALE JUNIOR; TAKEHARA, 2013). No caso do processo inorgânico, condições físico-químicas próprias (superconcentração, evaporação com precipitação sazonal do  $\text{Fe}^{3+}$ ) controlariam a deposição alternada do ferro e da sílica (EICHLER, 1976 *apud* CHEMALE JUNIOR; TAKEHARA, 2013). Já o processo orgânico envolve precipitação direta de ferro através de organismos cujo crescimento é sazonal alternado com deposição contínua de sílica controlada por variações de pH e na temperatura do ambiente (EICHLER, 1976 *apud* CHEMALE JUNIOR; TAKEHARA, 2013). Posth et al. (2008), por exemplo, demonstraram em experimentos laboratoriais que a precipitação de ferro biogênico atinge um pico entre 20 e 25°C, e que o aumento ou decréscimo de temperatura diminui a atividade microbiana e promove uma maior precipitação de sílica via mecanismos inorgânicos.

## 5.5 Litoquímica de formações ferríferas

### 5.5.1 Elementos maiores

O trabalho de Gross e McLeod (1980) entra neste contexto como um clássico tido como referência para diversos trabalhos posteriores. Estes autores (GROSS; MCLEOD, 1980) notaram diferenças significativas entre os tipos Superior e Algoma e entre as fácies óxido, silicato, carbonato e sulfeto (esta última, como visto anteriormente, não entra mais na categoria de formação ferrífera), em um estudo químico preliminar em cerca de 600 amostras de formações ferríferas do Canadá. A Tabela 07 a seguir mostra a média dos elementos maiores analisados tanto para todas as fácies quanto para cada uma separadamente com objetivo de realização comparações.

Tabela 7 - Média dos elementos maiores (em forma de % de óxidos) dos tipos Superior e Algoma por fácies dominante

Fácies Dominante	CaO	K <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Total H <sub>2</sub> O	S
<b>Algoma (todas)</b>	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
<b>Superior (todas)</b>	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
<b>Óxido (Algoma)</b>	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
<b>Óxido (Superior)</b>	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
<b>Silicato (Algoma)</b>	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
<b>Silicato (Superior)</b>	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
<b>Carbonato (Algoma)</b>	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
<b>Carbonato (Superior)</b>	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
<b>Sulfeto (Algoma)</b>	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 e McLeod (1980).

Aspectos marcantes (diferenças significativas) observados estão resumidos na Tabela 08 a seguir:

Tabela 8 – Comparação entre os tipos Algoma e Superior (elementos maiores)

	<b>Algoma pelo menos 2x &gt; Superior</b>	<b>Superior pelo menos 2x &gt; Algoma</b>
<b>Todas</b>	K <sub>2</sub> O, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Na <sub>2</sub> O, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , S	CO <sub>2</sub>
<b>Óxido</b>	K <sub>2</sub> O, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Na <sub>2</sub> O, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , S	CO <sub>3</sub>
<b>Silicato</b>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , S	CaO, Na <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>
<b>Carbonato</b>	K <sub>2</sub> O, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Na <sub>2</sub> O, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	

Fonte: Gross e 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 por eles estão presentes na Tabela 09.

Tabela 9 – Análise química de elementos maiores (% de óxidos) de formações ferríferas do tipo Rapitan.

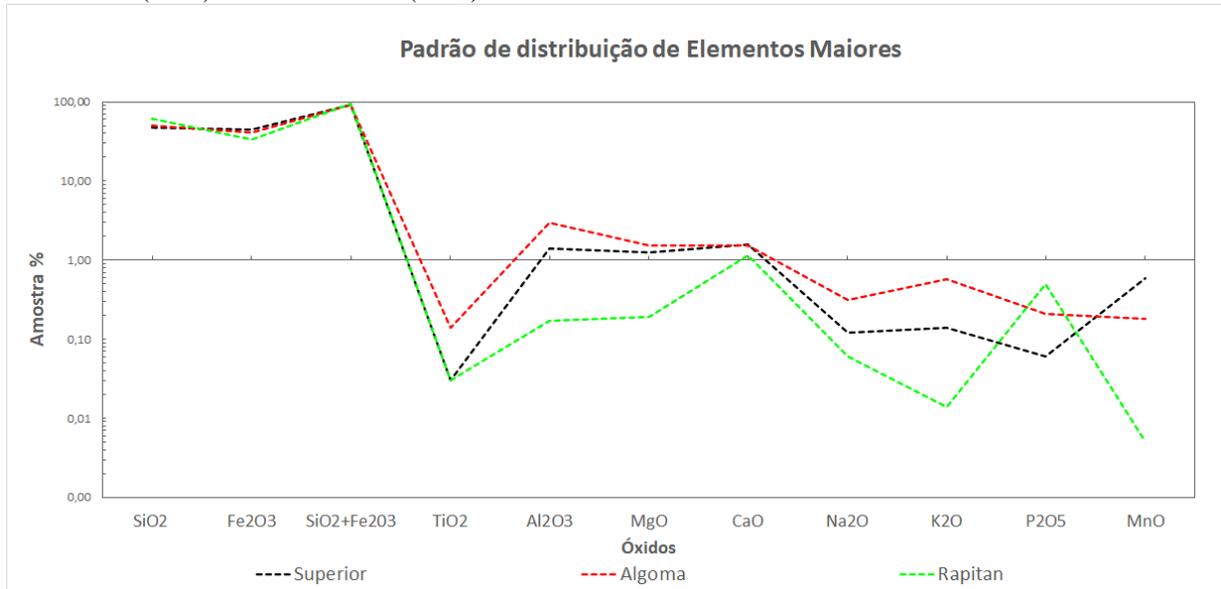
<b>Wt%</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35.68	63.32	38.24
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.03	0.17
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.12	0.17	1.19
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	50.25	33.03	48.04
<b>FeO</b>	0.5	0.53	1.03
<b>MnO</b>	0.09	<0.01	0.07
<b>MgO</b>	0.33	0.19	0.78
<b>CaO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

FONTE: Klein e 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 (Figura 27) corresponde à 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 das mesmas visualmente mais agradável.

Figura 27 - Plotagem da média de elementos maiores da fácies óxido dos três tipos de formação ferrífera (Algoma, Superior e Rapitan) com base nos dados disponibilizados pelos autores Gross e McLeod (1980) e Klein e Beukes (1993). Dados não estão normalizados.



Nota: A soma SiO<sub>2</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> foi utilizada com o objetivo de mostrar que estes dois constituintes representam quase 100% da composição destas rochas.

Fonte: A autora, 2022.

Este gráfico mostra que a composição média de Formações Ferríferas com idades entre 3,8 a 1,8 Ga (Algoma e Superior) é bastante similar, enquanto maiores discrepâncias são encontradas em formações neoproterozoicas (Rapitan). Isto provavelmente reflete que formações do tipo Algoma e Superior são sedimentos químicos relativamente “limpos” (pouco aporte detrítico) em comparação com o tipo Rapitan (KLEIN, 2005). Estas informações, associadas aos dados de elementos terras raras, são importantes ferramentas na interpretação do ambiente e condições de deposição de formações ferríferas.

### 5.5.2 Elementos traço

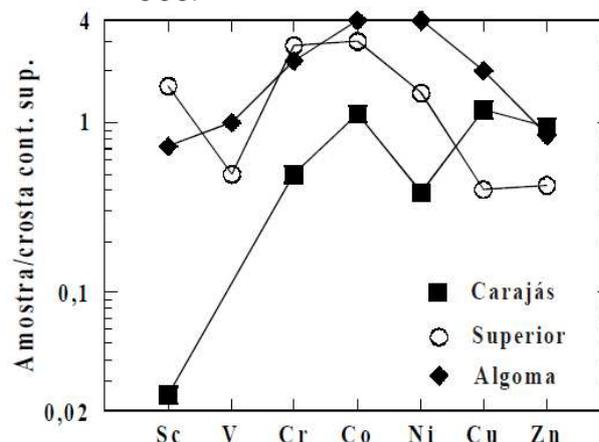
O estudo de elementos traço em formações ferríferas (concentração, razões e correlações entre concentrações de elementos) é em geral utilizado em considerações a respeito da fonte do ferro e relativa contribuição de fluidos hidrotermais e água marinha

(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). Por exemplo, formações ferríferas mostram baixas composições de Al, Ti e Zr (que são elementos maiores), Th, Nb e Sc, que são elementos ricos na crosta continental, refletindo uma composição “limpa” do protólito precipitado (BAU; MOLLER, 1993; PECOITS et al., 2009).

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). Estas bactérias controlavam os níveis de oxigênio nos primórdios da história dos oceanos na Terra, e o metano que elas produziam reagia com o oxigênio, mantendo os níveis (de O<sub>2</sub>) baixos.

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 (Figura 28).

Figura 28 - Média de alguns elementos-traço de *BIFs* da Formação Carajás (MG) comparados com tipos Algoma e Superior, normalizados pelo *UCC*.



Fonte: Macambira e Schrank, 2002.

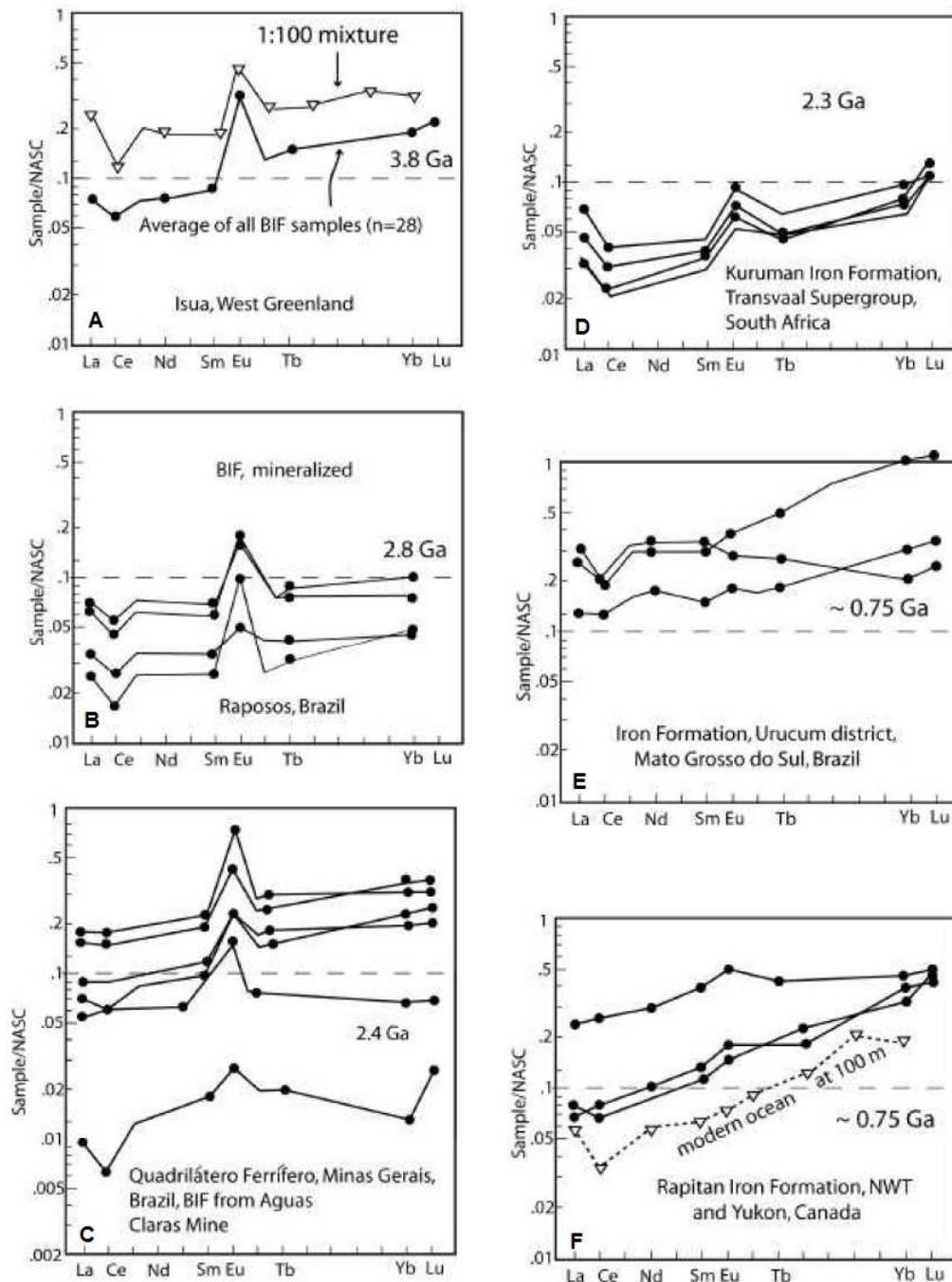
### 5.5.3 Elementos terras raras

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.

A fonte do ferro e da sílica em formações ferríferas havia sido largamente debatida durante muitas décadas antes de 1973 (KLEIN, 2005), 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 SiO<sub>2</sub> 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) de acordo com o estado de oxidação do ambiente, 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, 2012).

A figura 29 trata-se de uma compilação de gráficos que mostra a evolução através do tempo das anomalias de Eu de várias formações ferríferas do mundo com diferentes idades normalizadas pelo *NASC* (GROMET; DYMEK; KOROTEV, 1984). As anomalias negativas de Ce presentes nestes gráficos são “falsas” ou “aparentes” devido à imprecisão do método analítico utilizado, podendo ser resultantes de anomalias positivas de La (KLEIN, 2005).

Figura 29 – Gráficos de distribuição de elementos terras raras de várias formações ferríferas de diferentes idades normalizados pelo NASC.



Fonte: a) Dymek e Klein (1988); b) Klein e Ladeira (não publicado) (*apud* KLEIN, 2005); c) Klein e Ladeira (2000); d) Klein e Beukes (1989); e) Beukes e Klein (1990); f) Klein e Ladeira (2004)

Anomalias positivas de Eu são formadas quando  $\text{Eu}^{3+}$  é reduzido para  $\text{Eu}^{2+}$ , 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), os oceanos Arqueanos possuíam seus padrões de ETR (e outros elementos traço) controlados predominantemente por atividades hidrotermais. Estas propostas são consistentes com os gráficos exibidos na figura anterior, em que as anomalias de Eu perdem gradativamente sua significância através do Proterozoico e Neoproterozoico, bem como a concentração dos ETR diminui através do tempo marcando diminuição 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 não mostram anomalias claras de Eu, assimilando-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 depletadas em Ce (mostrando anomalia negativa) (WILDE; QUINBY-HUNT; ERDTMANN, 1996), enquanto os sedimentos precipitados são enriquecidos neste elemento (mostrando anomalias menos negativas) (porque o Ce precipita como  $Ce^{4+}$ ) (de BAAR et al., 1985; de BAAR; de JONG 1991; SHOLKOVITZ; SCHNEIDER, 1991). Por outro lado, sob condições anóxicas, os sedimentos depositados mostram anomalias menos positivas a negativas de Ce, já que este se torna mais solúvel e é lançado na coluna de água como  $Ce^{3+}$  (WILDE; QUINBY-HUNT; ERDTMANN, 1996). Planavski et al. (2010) analisaram padrões de distribuição de 18 formações ferríferas com idades entre 3,0 a 1,8 Ga, e encontraram anomalias positivas de Ce apenas em amostras com idades mais jovens que 1,9 Ga, e, em geral, nenhuma anomalia negativa significativa em amostras do Arqueano, divergindo em parte, das proposições de Wilde; Quinby-Hunt e Erdtmann (1996).

Isto mostra que ainda há discordâncias entre autores com relação aos mecanismos de depleção e enriquecimento de Ce nos sedimentos, e à interpretação das anomalias. Para Planavski et al. (2010) muitos dos trabalhos anteriores podem ter se baseado em medidas

errôneas ou incompletas devido ao uso de métodos analíticos imprecisos. A utilização de métodos de amostragem inadequados também pode ser um problema que acarreta resultados errôneos. Estes autores (PLANAUSKI et al., 2010) afirmam que anomalias negativas de Ce documentadas em amostras isoladas de muitos trabalhos anteriores mostram inconsistência em um contexto estratigráfico definido por um conjunto de amostras representativas devido ao uso de métodos de amostragem impróprios. Para evitar este problema, eles (PLANAUSKI et al., 2010) sugerem a amostragem de grandes massas de rocha (*bulk sampling*). São, portanto, inúmeros os fatores que possam gerar discrepâncias nos resultados. Porém, vale ressaltar novamente que uma teoria simples e geral apenas não é suficiente para explicar as condições de origem de todas as formações ferríferas (CHEMALE JUNIOR; TAKEHARA, 2013); ao invés, vários modelos podem ser criados para explicar cada uma separadamente.

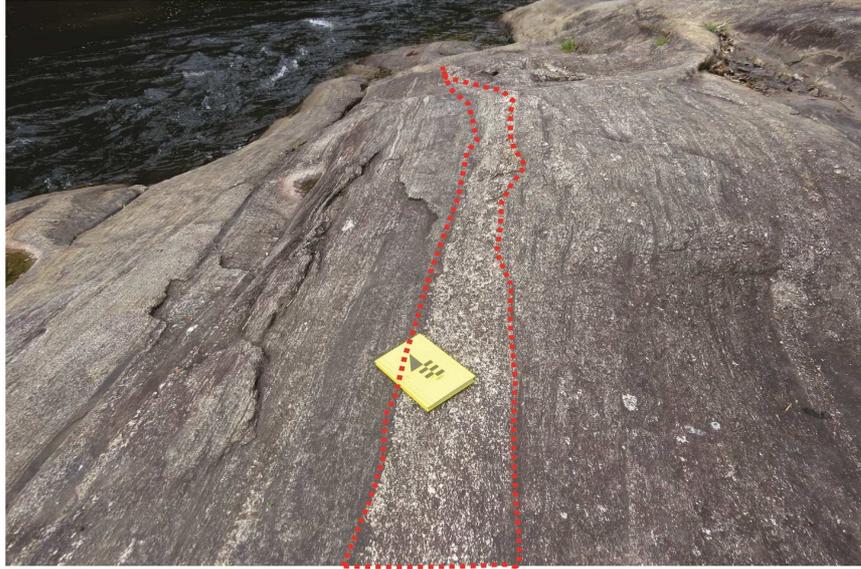
## 6 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

### 6.1 Caracterização dos litotipos ocorrentes e petrografia

#### 6.1.1 Embasamento

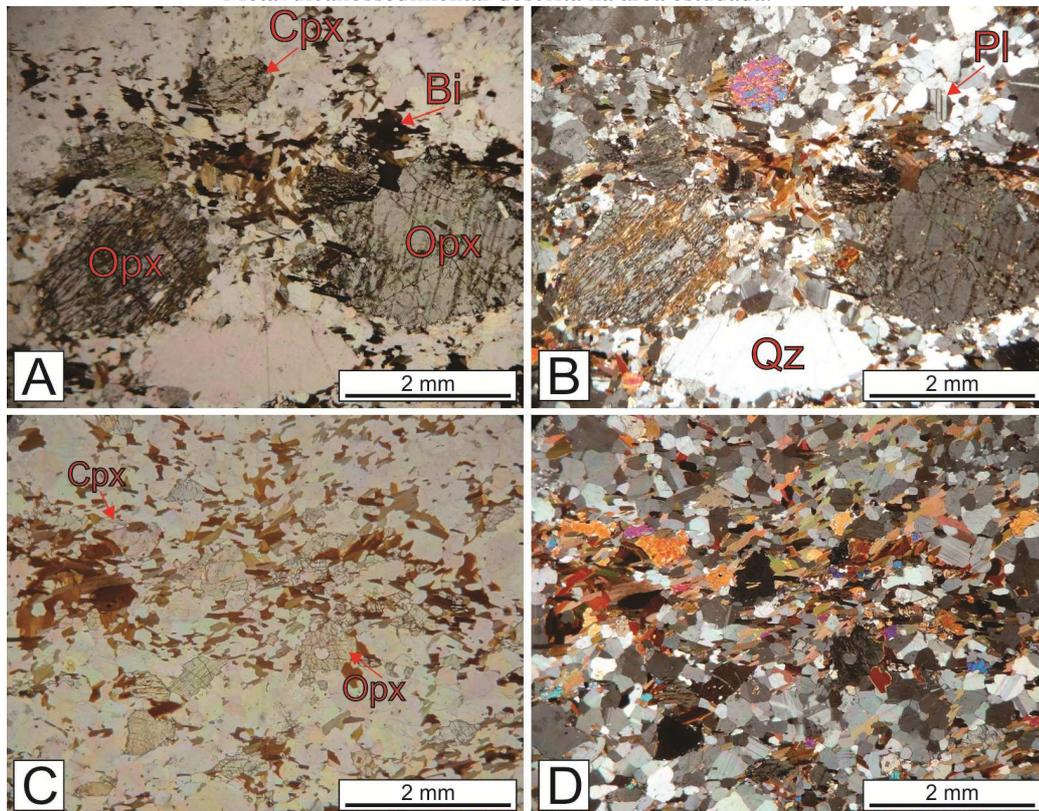
O embasamento da sequência metavulcanossedimentar é caracterizado por dois litotipos ortoderivados, conforme já descrito nos trabalhos de André (2014), Hoffmann (2016) e Azevedo (2018): a) Metacharnoenderbito e b) Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaisse. São rochas com boas exposições em afloramentos (Figura 30), em geral frescas ou pouco alteradas, o que lhes confere destaque no relevo. O Metacharnoenderbito é em geral mais homogêneo em termos texturais, apresentando textura seriada, com coloração cinza escura, enquanto o Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaisse é porfirítico, com feições migmatíticas, podendo apresentar nas partes mais deformadas de aspecto fitado. A mineralogia observada em lâmina delgada (Figura 31) revela que o Metacharnoenderbito contém quartzo, plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, ortopiroxênio e minerais opacos, em ordem de abundância. O Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaisse contém todos esses minerais supracitados, mas pode conter também quantidades consideráveis de microclina e hornblenda. Acessórios incluem allanita, zircão, titanita, carbonatos, argilominerais, hidróxidos de ferro, apatita, epídoto e muscovita. Maior destaque será dado a partir deste ponto à Sequência Metavulcanossedimentar, explorada neste trabalho.

Figura 30 – Afloramento típico do Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaisse do embasamento, mostrando intercalação com nível de material porfírico (tracejado), possivelmente intrusivo.



Fonte: A Autora, 2022.

Figura 31 - Fotomicrografias dos gnaisses do embasamento da Sequência Metavulcanossedimentar descrita na área estudada.



Legenda: A) e B) Metacharnoderbit (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. CPX – Clinopiroxênio; OPX – Ortopiroxênio; Bi – Biotita; Qz – Quartzo.

Fonte: Azevedo, 2018.

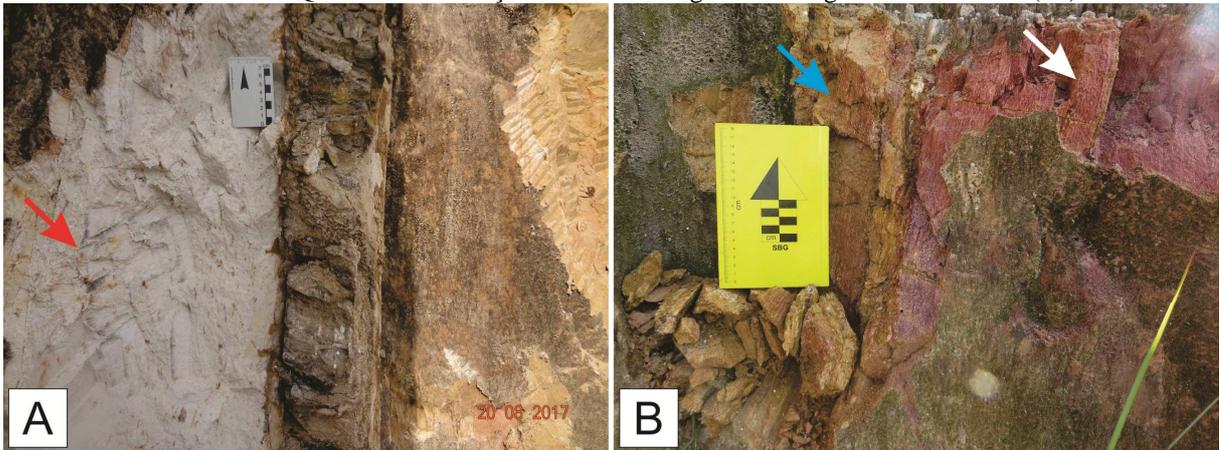
### 6.1.2 Sequência Metavulcanossedimentar

Trata-se de uma sequência composta por rochas metamórficas de origem ígnea e sedimentar, intercaladas e dispostas sobre o embasamento, composta pelas unidades, da base para o topo: a) Metamáfica-metaultramáfica; b) Quartzítica-Formação Ferrífera e c) (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss. Esta sequência é intrudida por rochas da unidade Metaígnea Intrusiva (litotipo Ortognaisse Porfirítico) e posteriormente por Granito Equigranular e Diabásio. A seguir, as unidades da Sequência Metavulcanossedimentar serão tratadas separadamente.

#### 6.1.2.1 Unidade Metamáfica-metaultramáfica

Inclui rochas metamáficas (anfíbolitos) e rochas metaultramáficas (compostas majoritariamente por anfíbio(s) e/ou piroxênio(s), com pouquíssimo ou nenhum mineral félsico, como quartzo e feldspato). É uma unidade com poucas exposições de rochas frescas, encontradas intercaladas na unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss ou como blocos em áreas arrasadas e de solo argiloso escuro. Na região de Mangaratiba-Rio Claro, esta unidade ocorre em contato direto sobre as rochas do embasamento e sob a Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera, sendo caracterizada por três litotipos, todos bastante alterados para argilominerais e com pouco ou nenhum quartzo visível: a) um possível meta-anortosito, de coloração branca, composto quase inteiramente de caulinita, de ocorrência restrita no ponto AFC-15, em contato direto com a Unidade Quartzítica-formação ferrífera; b) uma rocha metamáfica alterada, com pontos brancos correspondentes a caulinita (feldspato alterado) e avermelhadas (possivelmente piroxênios e/ou anfíbólios alterados), e uma rocha metaultramáfica alterada, com aspecto mosqueado, composta por uma mistura de áreas esverdeadas e avermelhadas, onde é possível ver o traço da foliação (Sn) preservado (Figura 32).

Figura 32 – Aspecto em afloramento dos três litotipos de rochas metamáficas e metaultramáfica em contato direto com a Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera na região de Mangaratiba-Rio Claro (RJ)

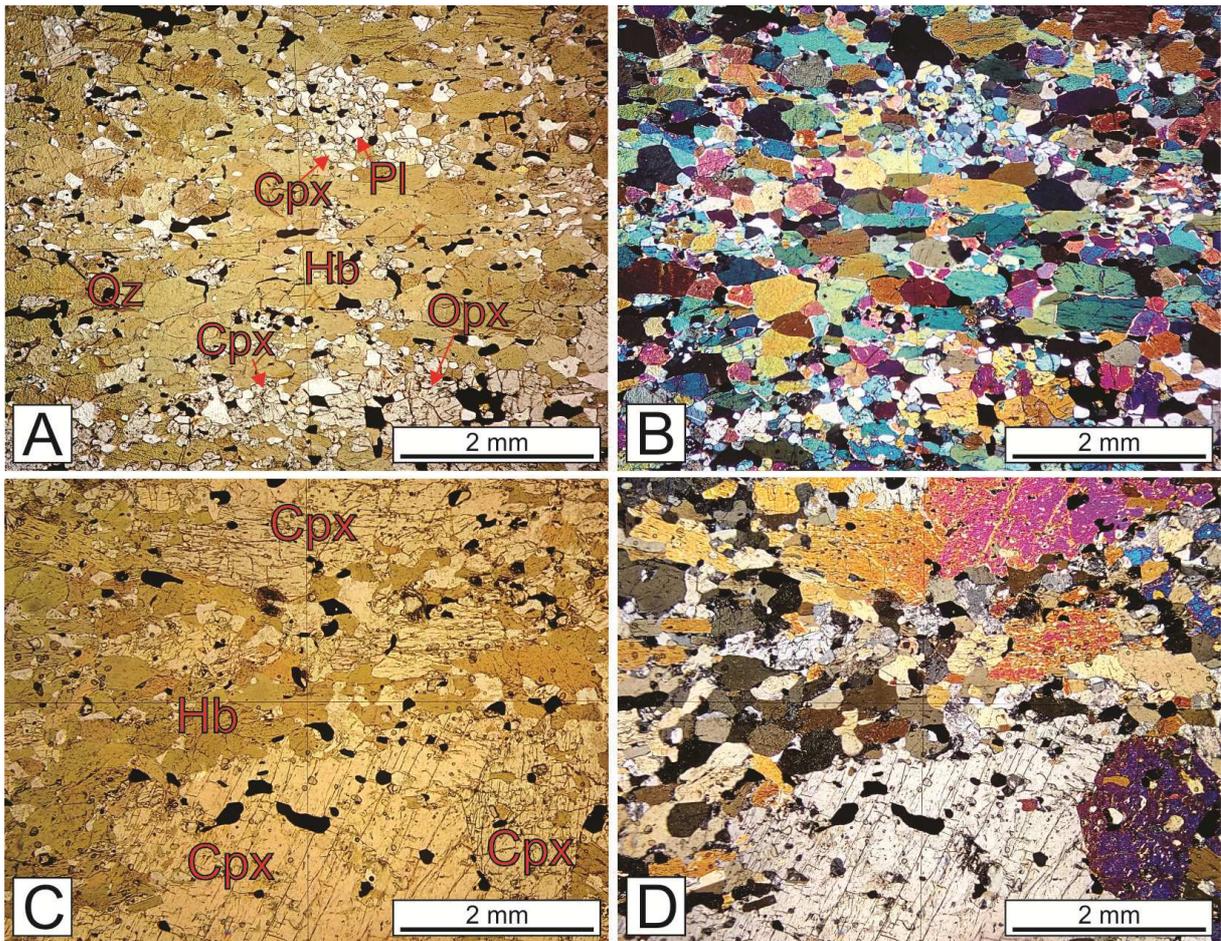


Legenda: A) meta-anortosito, indicado por seta vermelha; B) metamáfica, indicada por seta azul; metaultramáfica, indicada por seta branca.

Fonte: A autora, 2022.

Petrograficamente, observa-se que as rochas metaultramáficas apresentam o percentual de minerais máficos próximo a 90%, sendo compostas principalmente de hornblenda, e que esta encontra-se majoritariamente orientada, compondo a foliação principal ( $S_n$ ) das rochas, além de piroxênios (clino e/ou ortopiroxênio) e escassos plagioclásio e quartzo. Os piroxênios por vezes ocorrem na forma de “relictos”, junto com escasso plagioclásio e quartzo, ou isolados, com a hornblenda desenvolvida ao seu redor e sobrecrecendo-os ao longo de contatos, fraturas e planos de clivagem (Figura 33). Destaca-se também a característica de intensa recristalização destes anfibólios e de alguns piroxênios, a qual foi responsável por contatos retos e bruscos entre si, muitas vezes mostrando junções tríplexes. Como acessórios ocorrem zircão, epídoto e biotita, além de carbonatos como minerais secundários.

Figura 33 – Fotomicrografias sob luz transmitida das lâminas de rochas metaltramáficas



Legenda: Lâmina THM-28-C (A e B), mostrando composição mineralógica principal, a qual inclui hornblenda (Hb) desenvolvida ao redor de relictos de piroxênio (OPx e CPx), além de minerais opacos, quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) subordinados, e AFC-38-A (C e D), mostrando composição mineralógica formada essencialmente por piroxênios e hornblenda. Nicóis paralelos (A e C) e cruzados (B e D), aumento 25x.

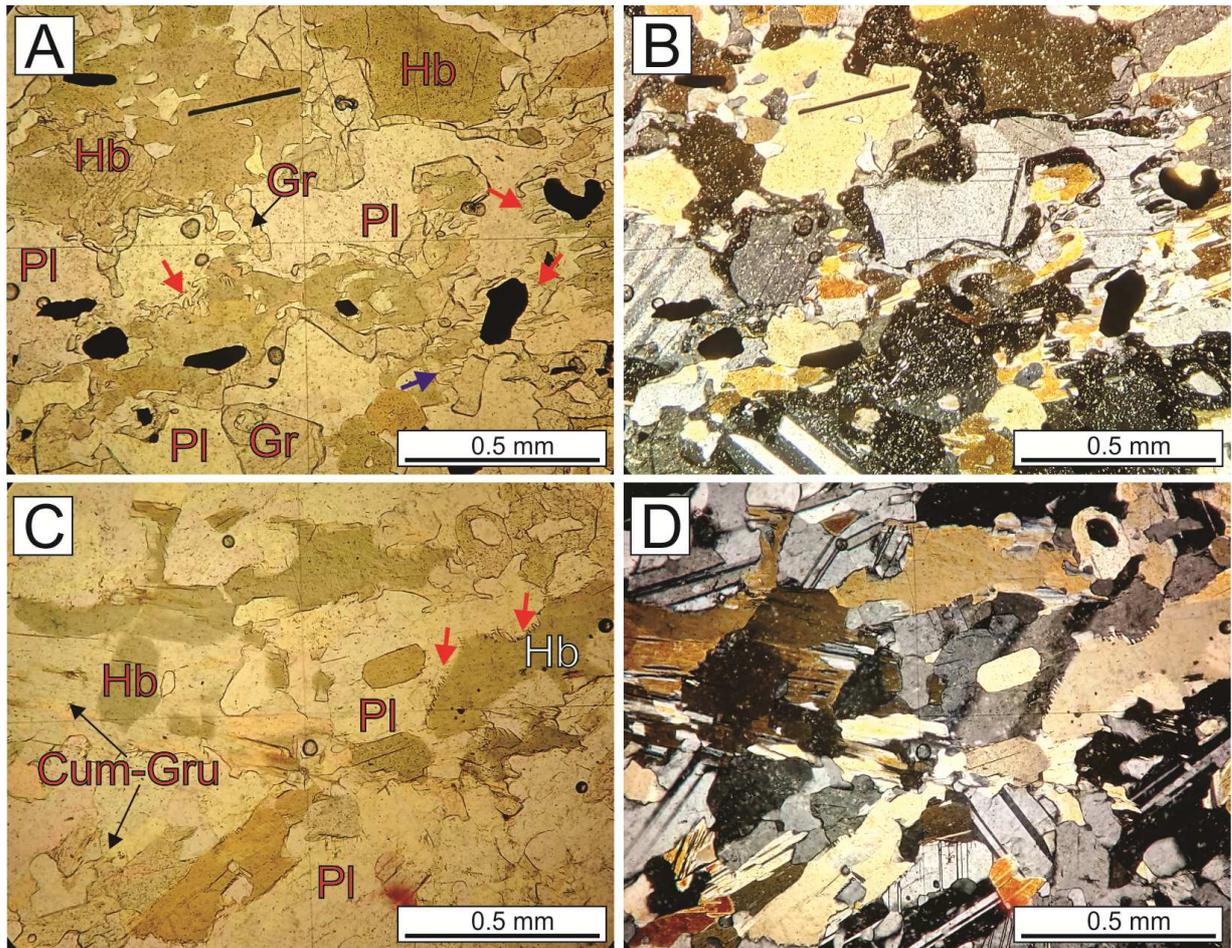
Fonte: Azevedo, 2018.

Os anfibolitos possuem como mineralogia principal plagioclásio e anfibólio(s), em proporções diversas, podendo apresentar também clino e/ou ortopiroxênio. Como acessórios ocorrem opacos, biotita, granada, titanita, zircão, muscovita, clorita, apatita e baddeleyíta (?). O principal anfibólio é a hornblenda, entretanto, observa-se a presença de cummingtonita-grunerita a partir da hornblenda (Figura 34 C e D)

Aqui destacam-se as seguintes texturas (Figura 34 A e B):

- a) Corona de granada no contato plagioclásio-hornblenda
- b) Simplectítica de ortopiroxênio e plagioclásio no contato dos cristais de hornblenda com as coronas de granada.
- c) Simplectítica de hornblenda e plagioclásio no contato com as coronas de granada e com outros cristais de plagioclásio.

Figura 34 – Fotomicrografias das lâminas THM-341 e THM-289 (anfibolito) sob luz transmitida

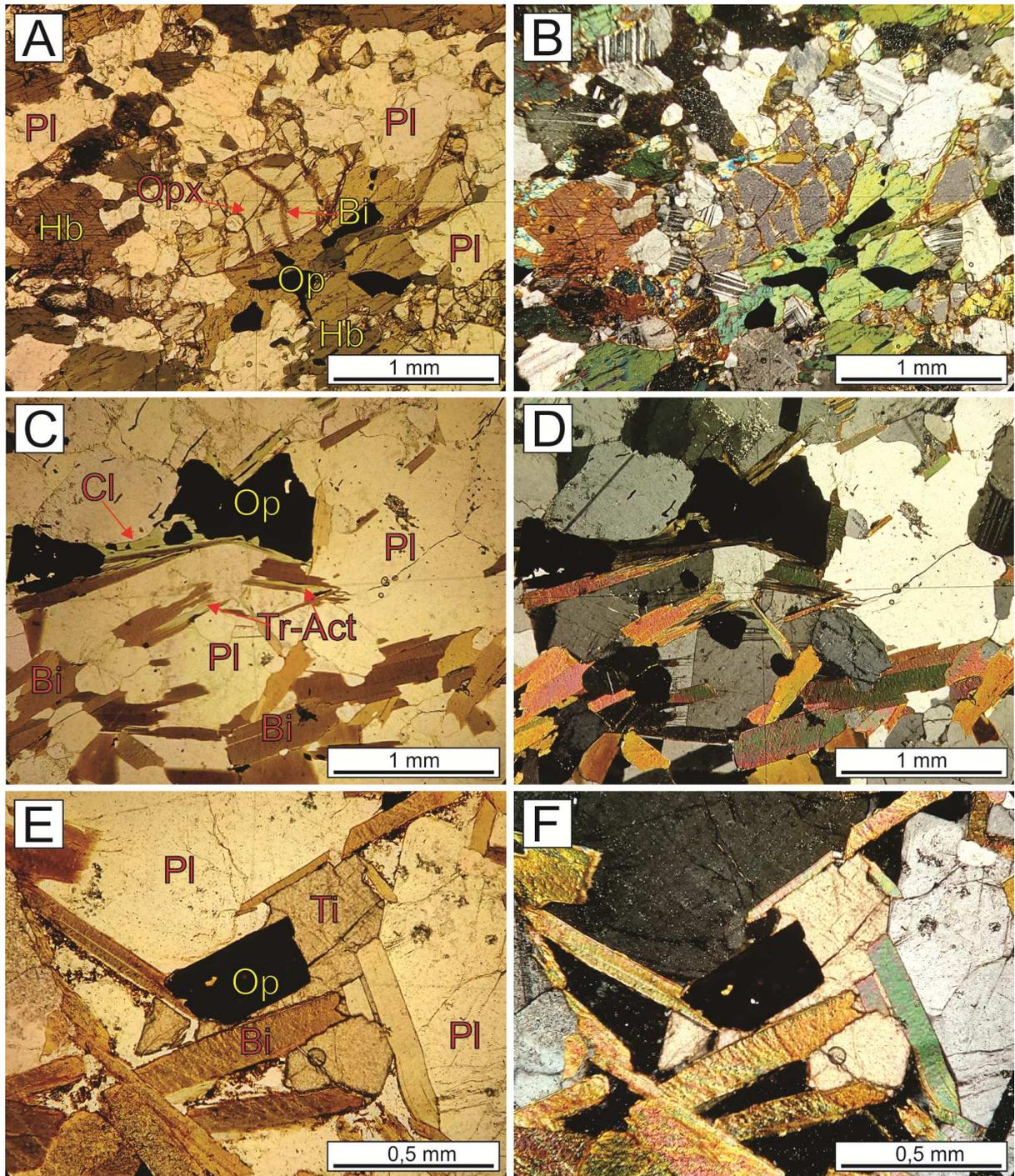


Legenda: Fotomicrografias da lâmina THM-341 mostrando simplectitos entre piroxênio (provavelmente OPx) e plagioclásio (Pl) (setas vermelhas) e entre hornblenda (Hb) e plagioclásio (seta azul) próximo ao contato com granada (Gr) (A e B); C e D - fotomicrografias da lâmina THM-289 sob luz transmitida mostrando substituição de hornblenda por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), e simplectito entre hornblenda e plagioclásio (setas vermelhas). Nicóis paralelos (A, C) e cruzados (B, D), aumento 100x.

Fonte: Azevedo, 2018.

Em algumas amostras de anfibolito observa-se biotita formada a partir da hornblenda, igualmente orientada segundo Sn, a partir de fraturas nos piroxênios e, mais raramente, inclusa nos piroxênios e anfibólios, possivelmente resquício de um momento metamórfico anterior. Observa-se também clorita e titanita desenvolvida a partir de opacos ou da própria biotita (Figura 35).

Figura 35 – 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 (OPx) substituído por biotita (Bi) 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 clorita (Cl) substituindo biotita, por sua vez crescida ao redor de mineral opaco (Op); E e F) Lâmina THM-207-B mostrando titanita (Ti) substituindo opaco e biotita. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 50x.

Fonte: Azevedo, 2018.

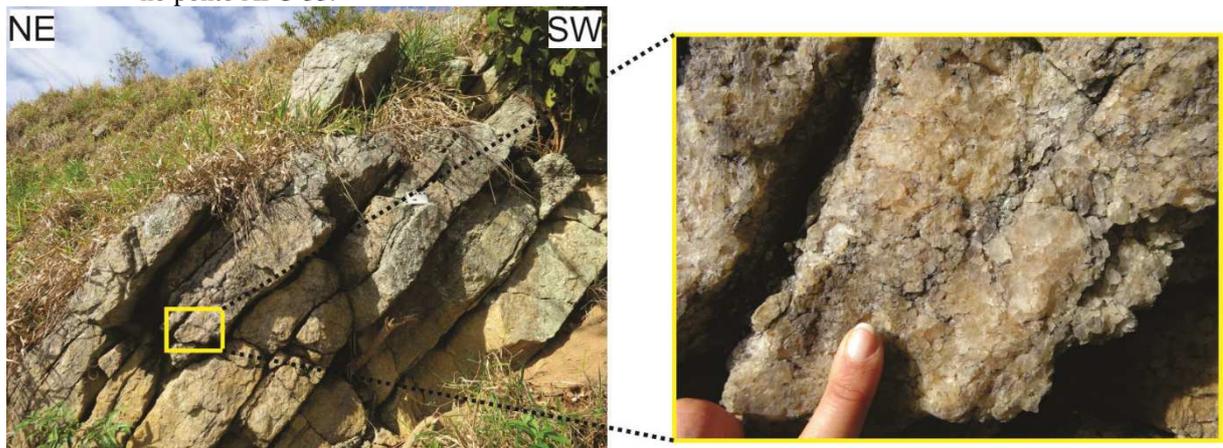
### 6.1.2.2 Unidade Quartzítica-Formação Ferrífera

Esta unidade engloba desde quartzitos puros a impuros, sillimanita quartzito e a Formação Ferrífera São João Marcos. Maior foco aqui será dado a este último litotipo.

#### 6.1.2.2.1 *Quartzitos puros a impuros*

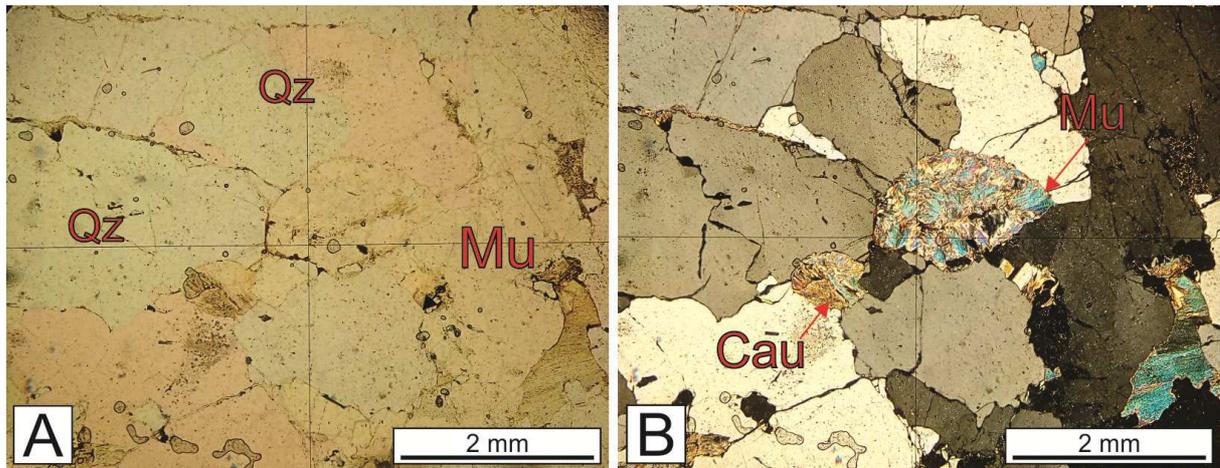
Os quartzitos puros a impuros são quartzitos com granulação diversa (figuras 36 e 37), que ocorrem em campo associados à FFSJM, à Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss, a camadas de rochas calciossilicáticas e a ferro-exalitos. Sua mineralogia em lâmina delgada inclui basicamente quartzo e pequenas quantidades (não mais que 10%) de outros minerais, tais como feldspatos (microclina e plagioclásio), micas (muscovita e biotita), zircão, apatita e turmalina. Feldspatos e micas, muitas vezes, se encontram alterados para argilominerais. Por vezes estes minerais diversos se organizam em forma de camadas, formando uma espécie de bandamento paralelo à foliação principal (Sn) da rocha, a qual é definida pela orientação do eixo de maior alongamento do quartzo ou por camadas de quartzo e, por vezes, por fitas de quartzo (Figura 38).

Figura 36 – Exemplo de afloramento de quartzito impuro, com textura grossa (“sal grosso”), e detalhe à direita, no ponto AFC-33.



Fonte: Azevedo, 2018.

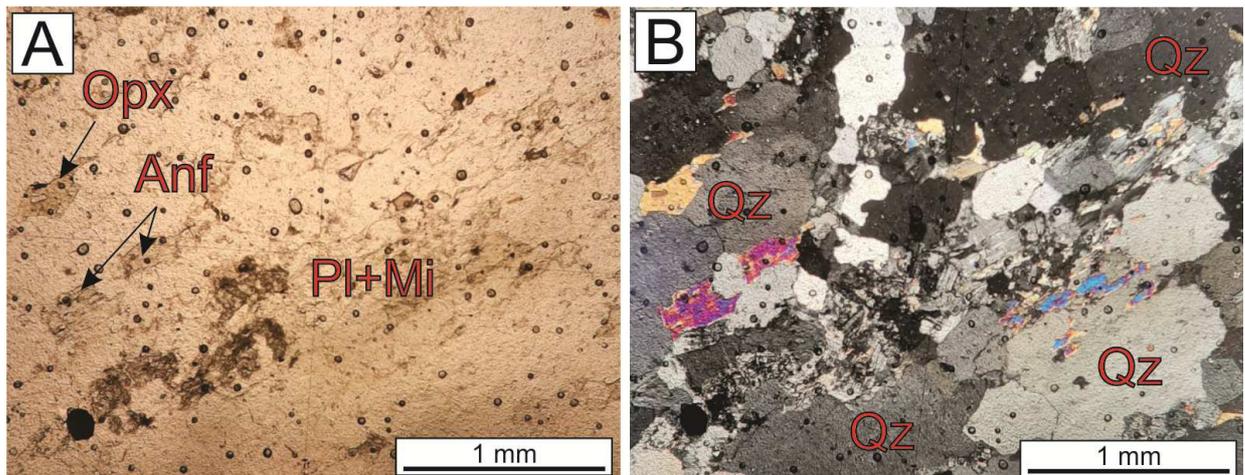
Figura 37 – Fotomicrografia sob luz transmitida da lâmina AFC-42-B (quartzito impuro).



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

Fonte: Azevedo, 2018.

Figura 38 – Fotomicrografia de quartzito impuro (lâmina AFD-08-D)



Legenda: Quartzito impuro com escassas camadas de minerais diversos (principalmente feldspatos - Mi - Microclina; Pl - Plagioclásio). Estão presentes também pequenas quantidades de ortopiroxênio (OPx) e prováveis anfíbólios não identificados (Anf). Nicóis paralelos (A) e cruzados (B), aumento 50x.

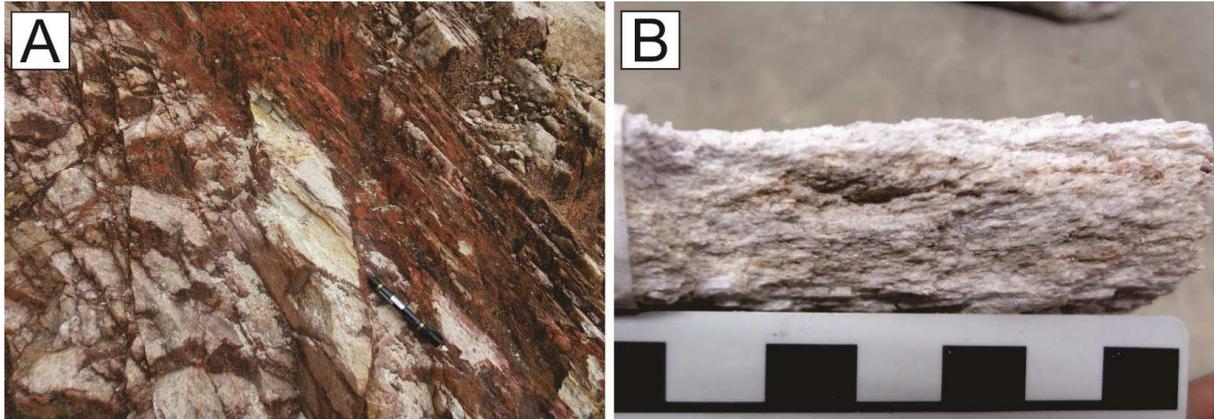
Fonte: A autora, 2023.

#### 6.1.2.2.2 *Sillimanita quartzito*

O sillimanita quartzito corresponde a um quartzito de aparência “xistosa” em afloramento, no qual a foliação principal (Sn) é bastante marcada pelo paralelismo de cristais de sillimanita, contendo também quantidades variáveis de feldspato (microclina, e principalmente

plagioclásio, muitas vezes alterados para caulinita), micas (principalmente muscovita) e minerais opacos. É uma rocha de mais difícil preservação, ocorrendo como camadas de espessura centimétrica a decimétrica alteradas, intercaladas nos quartzitos supracitados. A figura 39 ilustra a aparência destas rochas em afloramento e a figura 40 em lâmina petrográfica.

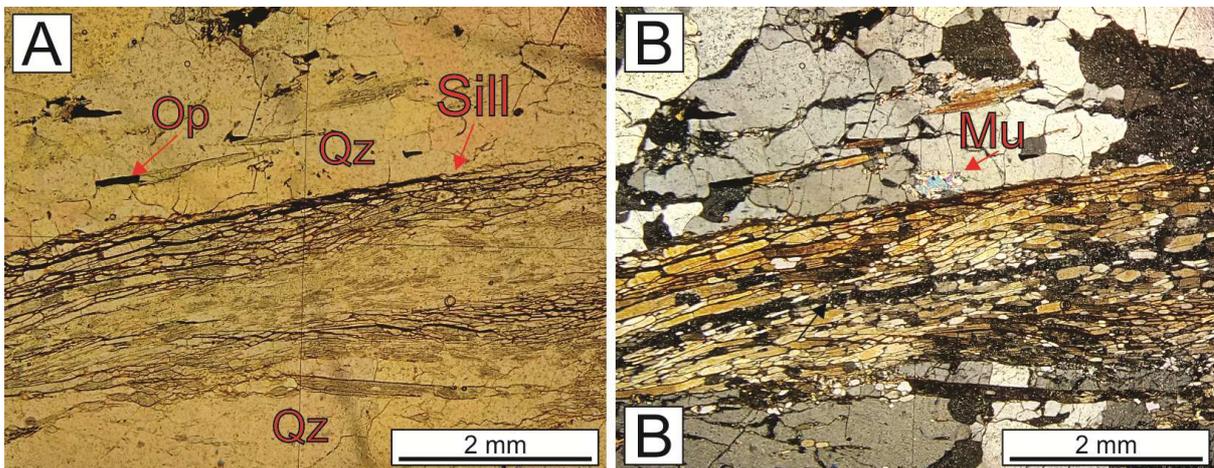
Figura 39 – Exemplo de sillimanita quartzito.



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: Azevedo, 2018.

Figura 40 – Fotomicrografia sob luz transmitida da lâmina AFC-21-A (silimanita quartzito).



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

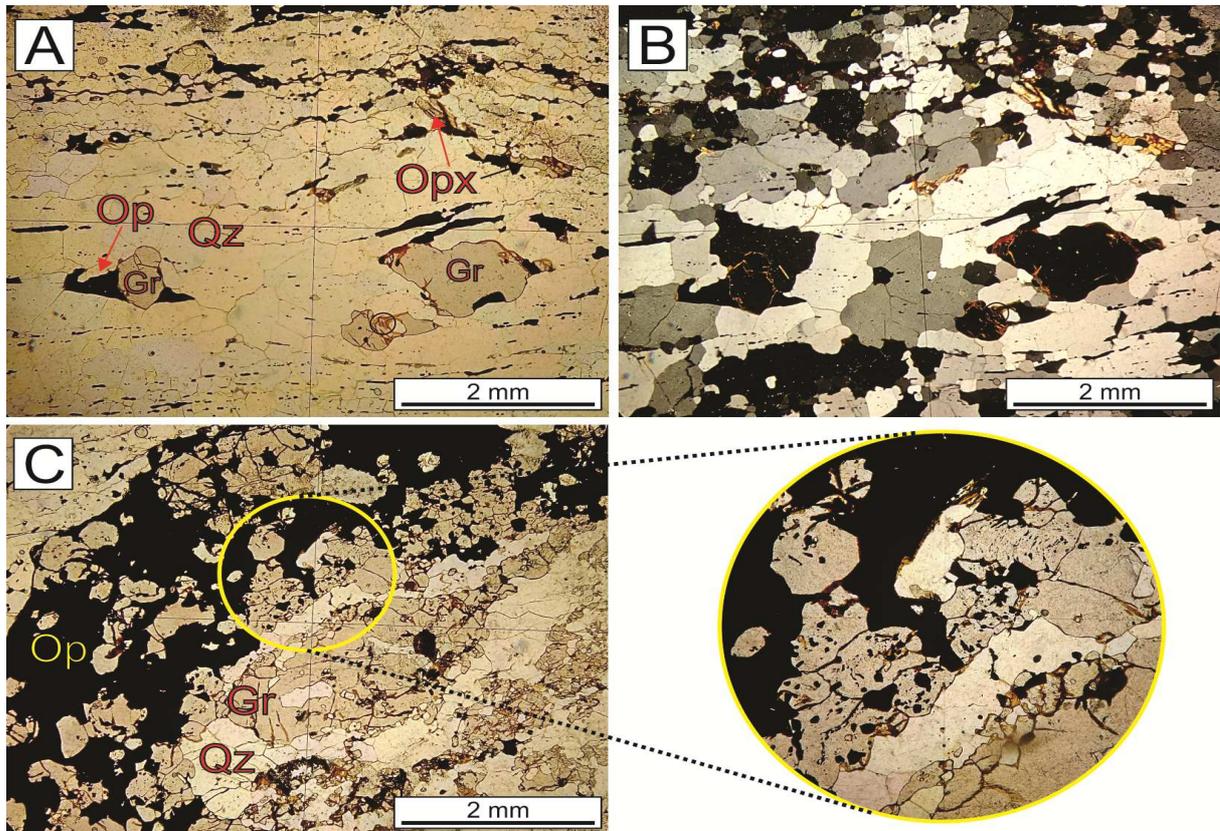
Fonte: Azevedo, 2018.

### 6.1.2.2.3 Formação Ferrífera São João Marcos

A Formação Ferrífera São João Marcos (FFSJM) foi inicialmente estudada na região de Mangaratiba-Rio Claro (RJ), em uma área próxima ao Parque Arqueológico e Ambiental São João Marcos.

A referida formação ferrífera corresponde a uma rocha com granulação variável de fina a grossa, cuja mineralogia inclui majoritariamente minerais opacos e quartzo, podendo conter outros minerais (ex.: piroxênios, feldspatos, granada, anfibólios, biotita, muscovita, apatita e zircão) (Figura 41). Sua ocorrência, através das expedições realizadas durante este doutorado, não está restrita apenas à região estudada por Azevedo (2018), estendendo-se tanto para nordeste como para sudoeste da área, no mesmo *trend*, passando pelas folhas topográficas Pirai, Mangaratiba e Cunhambebe.

Figura 41 – Exemplo da FFSJM contendo granada e ortopiroxênio.



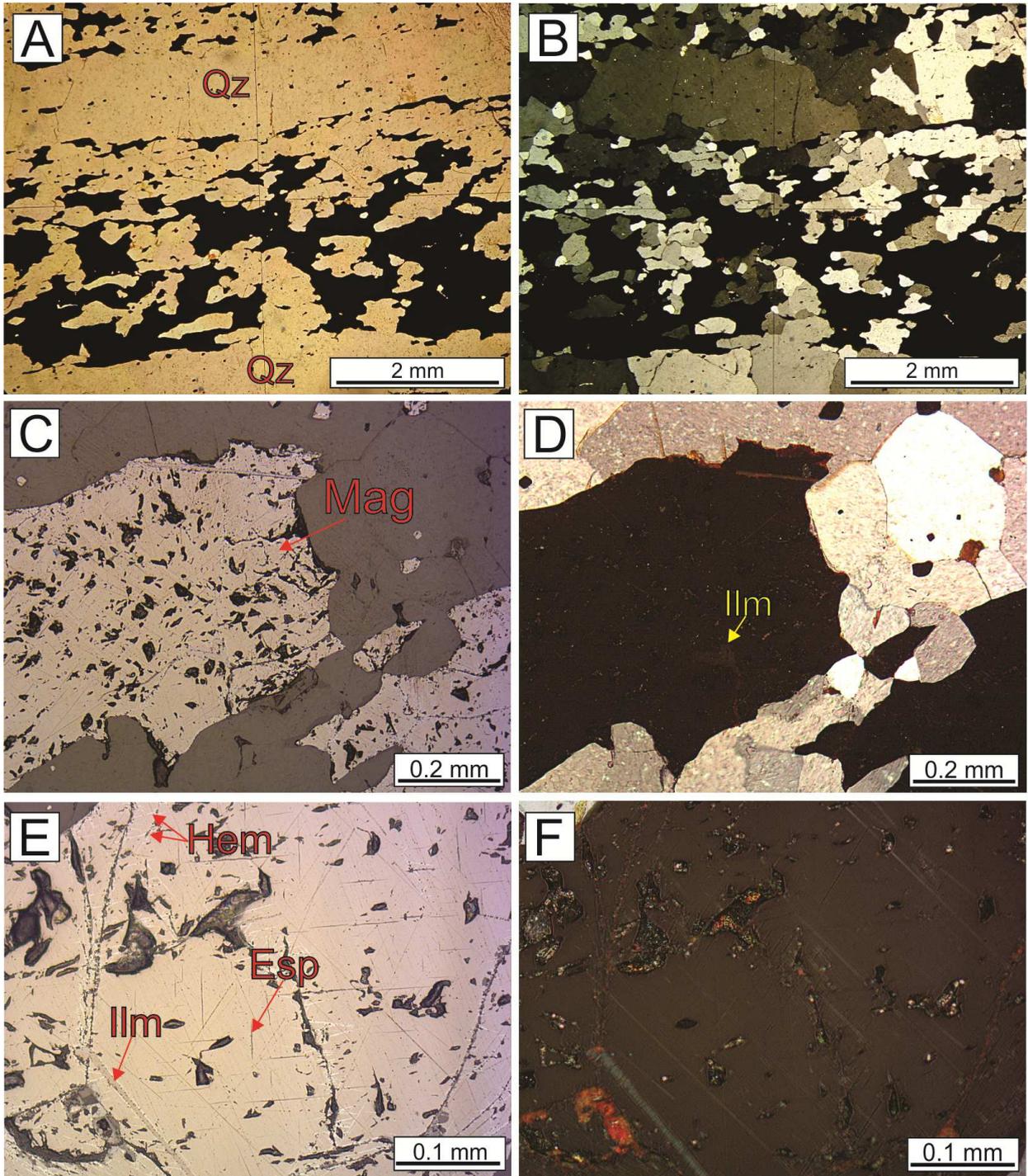
Legenda: A) Fotomicrografia da FFSJM contendo quartzo (Qz), opacos (Op), granada (Gr) pré a cedo-sin Sn e ortopiroxênio (OPx); B) Fotomicrografia “A” a nicóis cruzados; c) Banda de opacos contendo granada pós Sn, desenvolvida sobre banda de opacos, com detalhe à direita.

Fonte: Azevedo, 2018.

Além da classificação textural proposta por Azevedo (2018) (FFB-Formações Ferríferas Bandadas; FFG-Formações Ferríferas Granulares e FFM-Formações Ferríferas Miloníticas), foi possível constatar duas fácies de formação ferrífera (JAMES, 1954) a partir das amostras coletadas: óxido e silicato (mais detalhes adiante), e amostras mistas entre as duas.

As amostras da FFSJM classificadas como fácies óxido tem como principal característica a predominância de quartzo e minerais opacos, estes últimos podendo chegar até 40% da composição modal da rocha. Estes opacos são, em sua maioria, magnetita titanífera, podendo apresentar: a) lamelas de exsolução de espinélio (composição próximo da hercinita, constatado em EDS e microsonda) e de ilmenita; b) espinélio de textura granular de composição próxima a hercinita no contato entre a magnetita hospedeira e as lamelas de exsolução de ilmenita; c) inclusões xeno a hipidiomórficas de ilmenita na magnetita (figuras 42 e 43).

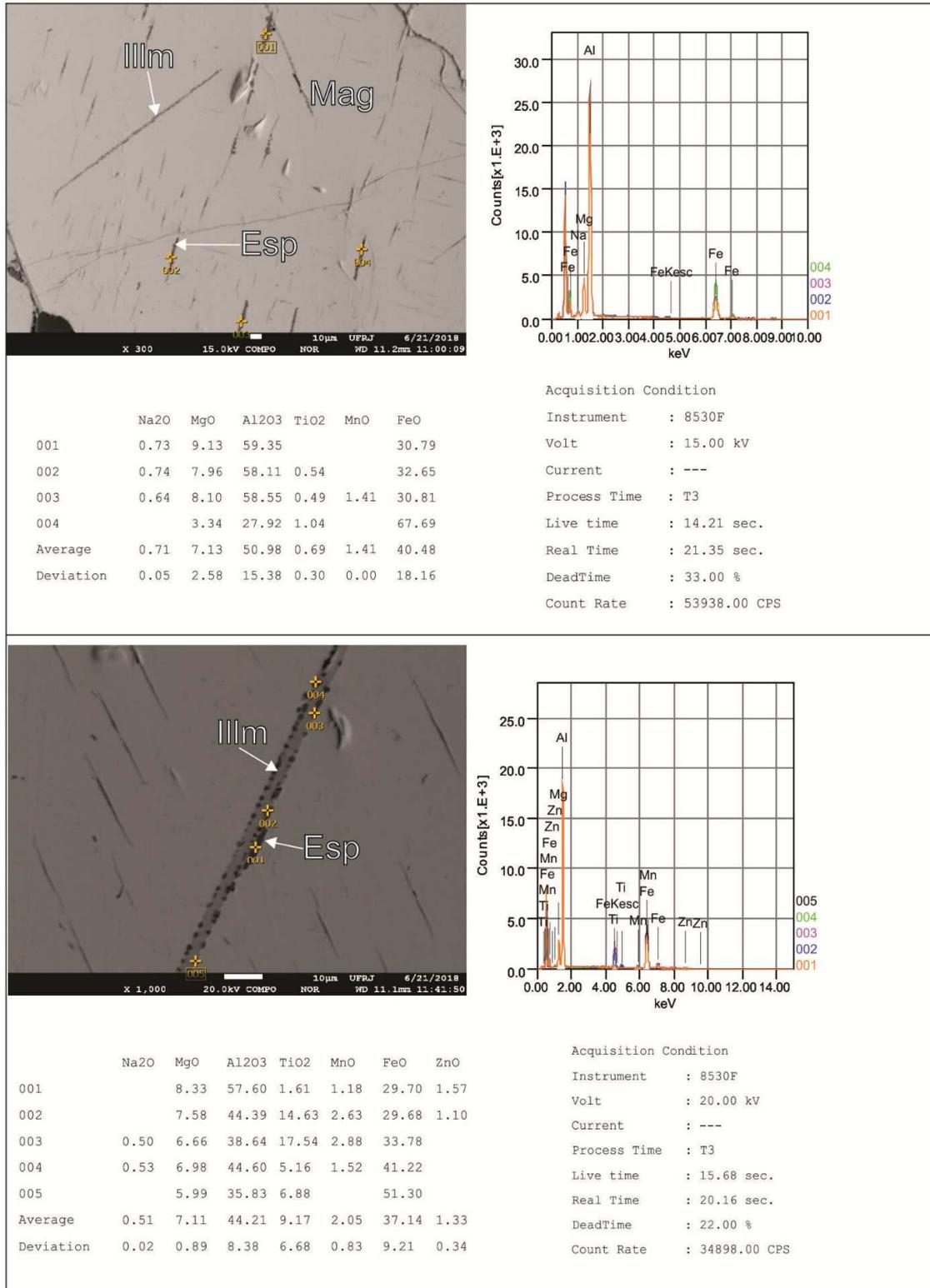
Figura 42 – Fotomicrografias de lâmina delgada de Formação Ferrífera Bandada (THM-324-B) sob luz transmitida e refletida.



Legenda: A e B) Bandamento em escala microscópica, com variação granulométrica do quartzo (Qz) e dos opacos, sob luz transmitida e nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, aumento 25x; C e D) cristal de magnetita (coloração rosada) (Mag) com inclusão de ilmenita (Ilm), 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 (Esp) e ilmenita, e martitização (Hem) 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: Azevedo, 2018.

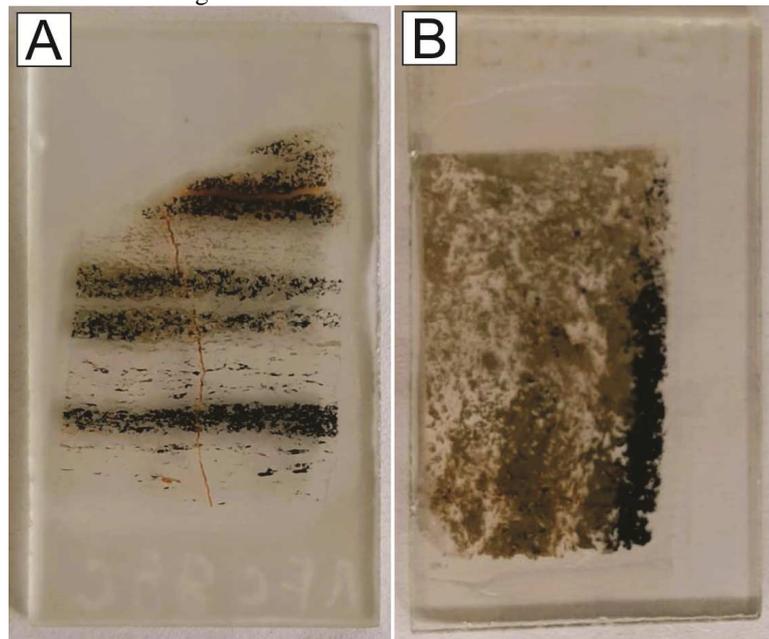
Figura 43 – Estimativas de composição de lamelas exsolvidas de espinélio e espinélio granular na borda de ilmenita.



Nota: Composições estimadas através de espectroscopia de raios X por dispersão de energia (EDS), e imagens feitas em microscópio eletrônico de varredura.  
 Fonte: Azevedo, 2018.

A fácies silicato é talvez a mais complexa, visto que seus mecanismos de precipitação ainda não são bem compreendidos (JAMES, 1954). Nas amostras deste trabalho, a FFSJM fácies silicato se apresenta como quartzitos contendo variáveis quantidades (de menos que 1% a aproximadamente 45%) de minerais ferromagnesianos, em especial ferrosilita, conforme constatado em microsonda eletrônica por Azevedo (2018) (figuras 44 e 45).

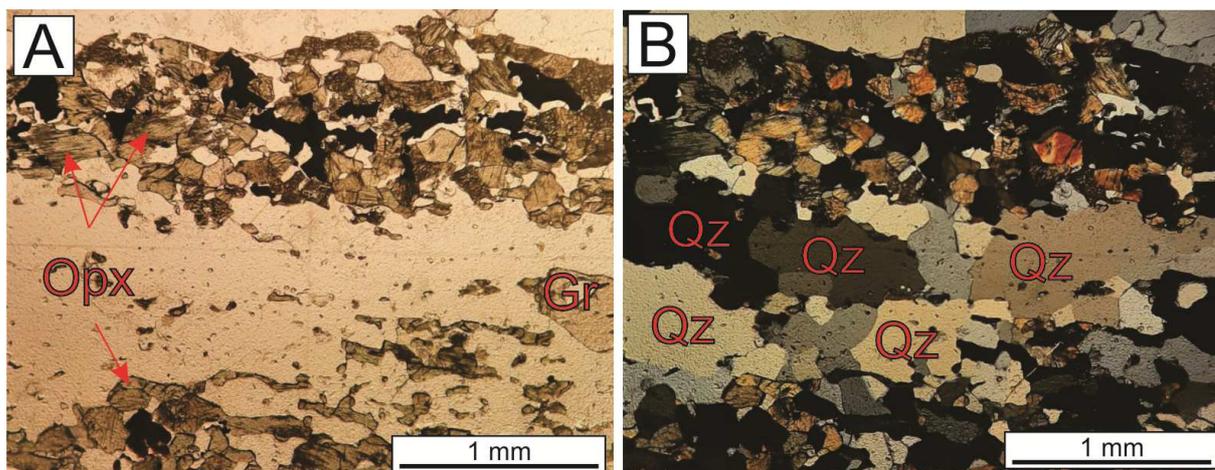
Figura 44 – Exemplo de lâminas de amostras de fácies silicato e mista entre óxido e silicato da FFSJM da região de Mangaratiba-Rio Claro.



Nota: Lâminas das amostras AFC-88-C (A) e D (B). Observam-se minerais esverdeados (principalmente ferrosilita) e pretos (opacos, principalmente magnetita). As porções incolores são majoritariamente quartzosas. Observa-se um bandamento composicional, possivelmente refletindo o acamamento original preservado.

Fonte: A Autora, 2023.

Figura 45 – Lâmina da amostra AFC-88-C (fácies silicato) da FFSJM.

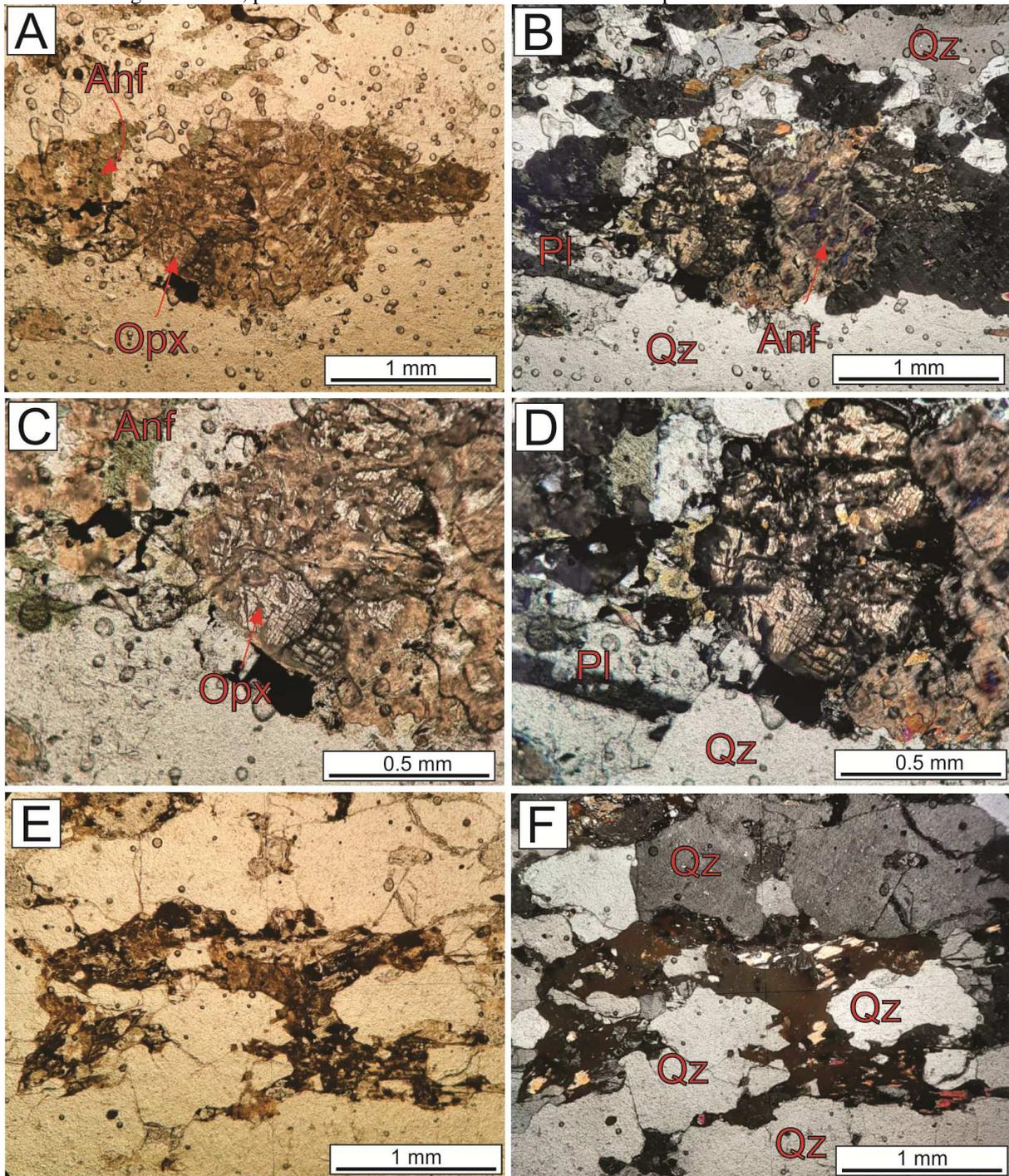


Nota: Fotomicrografia a nicóis paralelos (A) e cruzados (B) da amostra AFC-88-C mostrando composição majoritariamente formada por ortopiroxênio (OPx) e quartzo (Qz), com opacos e granada (Gr) subordinados. Observa-se um bandamento composicional que possivelmente reflete um acamamento original. Aumento 50x.

Fonte: A autora, 2023.

Muitas amostras de “quartzitos” apresentaram, em escala de amostra de mão, uma foliação bem definida, com níveis de coloração avermelhada. Estes “quartzitos” já foram reportados nos relatórios do Projeto Carta Geológica (VON SPERLING et al., 1983) como “quartzitos avermelhados” ou “quartzitos contendo material avermelhado”. Em campo, estes “quartzitos” foram encontrados em sua maioria como blocos, e em lâmina, o que seria o material avermelhado são cavidades preenchidas por hidróxidos de ferro e argilominerais. Em algumas lâminas, observaram-se restos de ortopiroxênio alterado para anfibólio incolor e verde nestas cavidades e que, por sua vez, estavam alterados para argilominerais e hidróxidos (Figura 46). É possível que estes “quartzitos” se tratem da FFSJM fácies silicato, alterada/intemperizada.

Figura 46 – Exemplo de quartzito (amostra AFD-39) com “cavidades” preenchidas por piroxênio, anfibólios e argilominerais, possivelmente fácies silicato da FFSJM intemperizada.



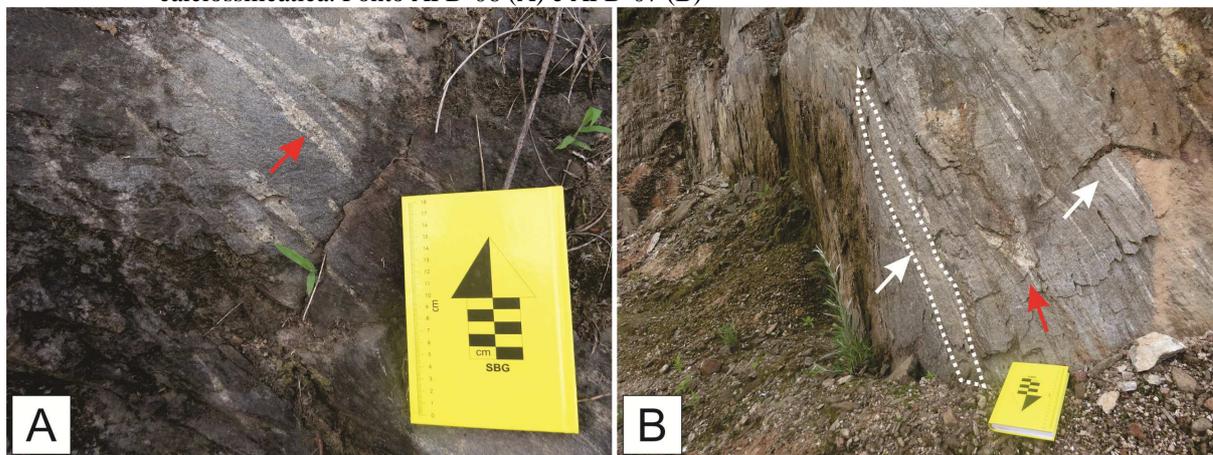
Legenda: Fotomicrografias a nicóis paralelos (A, C, E) e cruzados (B, D, F) da amostra AFD-39 mostrando cavidade contendo restos de ortopiroxênio (OPx) e anfibólio (Anf) indeterminados, alterados para argilominerais (detalhe em C e D). E e F mostram cavidade completamente preenchida por argilominerais. A mineralogia da amostra inclui quartzo (Qz), majoritariamente, e plagioclásio (Pl) subordinado.

Fonte: A autora, 2023.

### 6.1.2.3 Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss

Trata-se de uma unidade escassa em termos de afloramentos frescos, por tender a compor exposições bastante alteradas/ intemperizadas. Quando fresca, constitui um gnaiss acinzentado, de granulação fina a média e típicos porfiroblastos de granada que podem chegar a quase 5 mm de diâmetro (Figura 47). É comum apresentar feições migmatíticas, com leucossoma centimétrico a decimétrico, porfiroblástico, em que os feldspatos e a granada tendem a ser mais grossos. Possui foliação principal (S<sub>n</sub>) definida pela orientação preferencial da biotita, que é defletida na presença de lentes de rochas calciossilicáticas ou rochas metamáficas/metaultramáficas. Em alguns pontos, encontra-se intercalada com camadas de rochas calciossilicáticas e, pontualmente, mármore, este último especialmente na região de Cacaria-RJ (Figura 48).

Figura 47 – Afloramentos do (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss com leucossoma e intercalado com rocha calciossilicática. Ponto AFD-06 (A) e AFD-07 (B)



Nota: (A) paragneiss com granadas milimétricas (não visíveis na fotografia) e leucossoma granítico indicado por seta vermelha; (B) afloramento de paragneiss intercalado com camadas de calciossilicáticas (tracejado em branco e indicado por seta branca). Em vermelho, seta apontando leucossoma granítico dobrado.

Fonte: A autora, 2022.

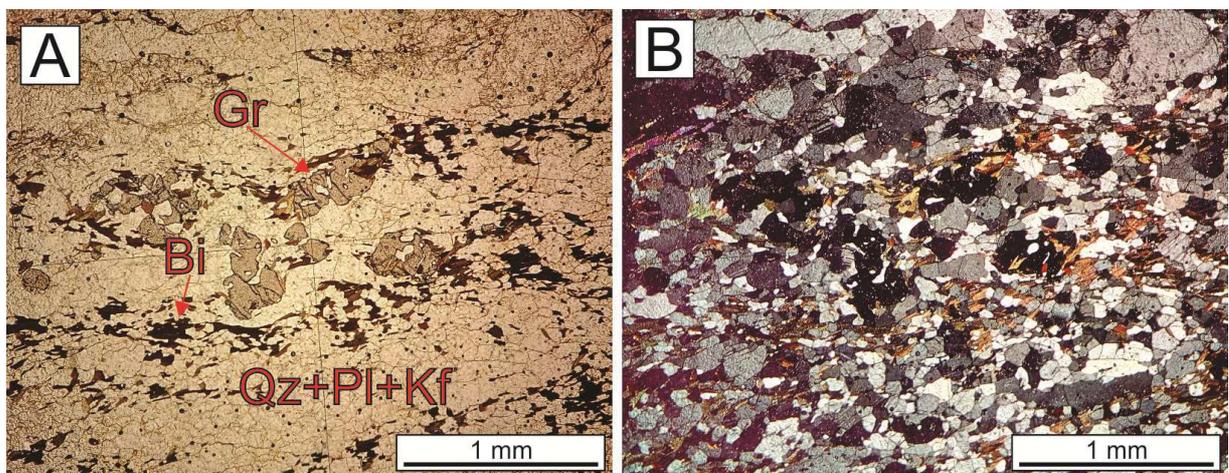
Figura 48 – Afloramento do (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss intercalado com mármore (camadas e lentes brancas) na região de Cacaria-RJ. Ponto AFD-74



Fonte: A autora, 2022.

Em lâmina delgada (Figura 49), sua mineralogia inclui majoritariamente plagioclásio, microclina e quartzo, em porcentagens variadas, com a foliação bem definida pela biotita e por cristais prismáticos ou aciculares de sillimanita quando presentes. A sillimanita mostra intrínseca relação com a granada, estando concentrada em suas bordas e caudas de recristalização, e intercrescidas com biotita. A foliação é defletida pelos porfiroblastos de granada.

Figura 49 – Fotomicrografias do (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss

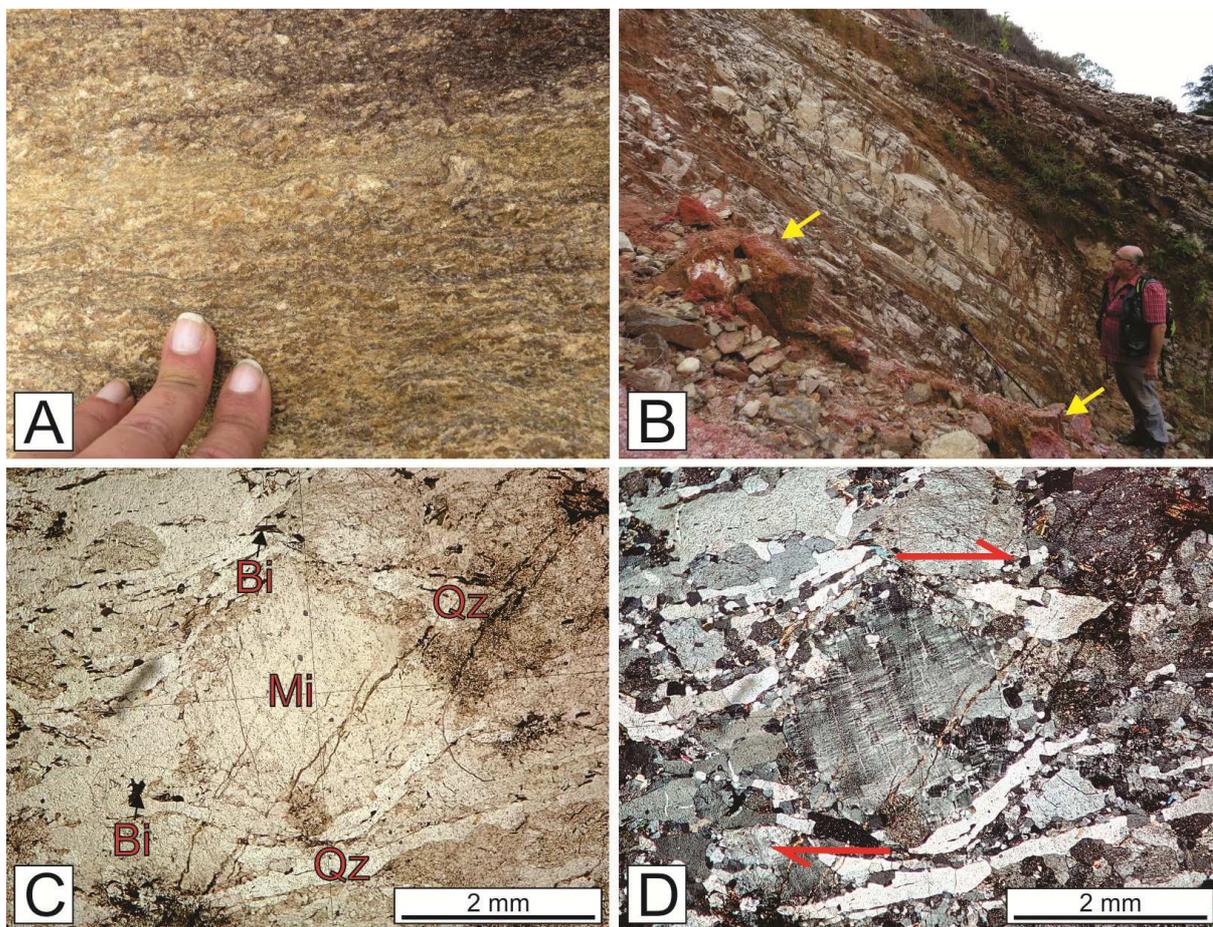


Fonte: Azevedo, 2018.

### 6.1.3 Unidade Metaígnea Intrusiva

São gnaisses leucocráticos a hololeucocráticos e geralmente porfiríticos, por vezes difíceis de distinguir do leucossoma presente na unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaisse. Ocorre ao longo de toda área varrida, não estando restrita apenas àquela próxima a Mangaratiba-Rio Claro. A mineralogia principal inclui quartzo, microclina, plagioclásio e biotita, em ordem de abundância. Em menores quantidades, ocorrem muscovita, epidoto, carbonatos, opacos, rutilo e zircão, conforme descrição no trabalho de Azevedo (2018). A figura 50 a seguir mostra o aspecto desta unidade em afloramento e lâmina delgada.

Figura 50 – Rochas meta-intrusivas em afloramento e lâmina delgada.



Legenda: A) Aspecto do gnaisse leucocrático intrusivo nos metassedimentos da área em escala de afloramento (ponto AFC-30); B) Blocos do gnaisse 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 mostrando cinemática dextral e quartzo em fitas, nicóis paralelos (C) e cruzados (D), aumento 25x.

Fonte: Azevedo, 2018.

## 6.2 Geologia Estrutural e Metamorfismo

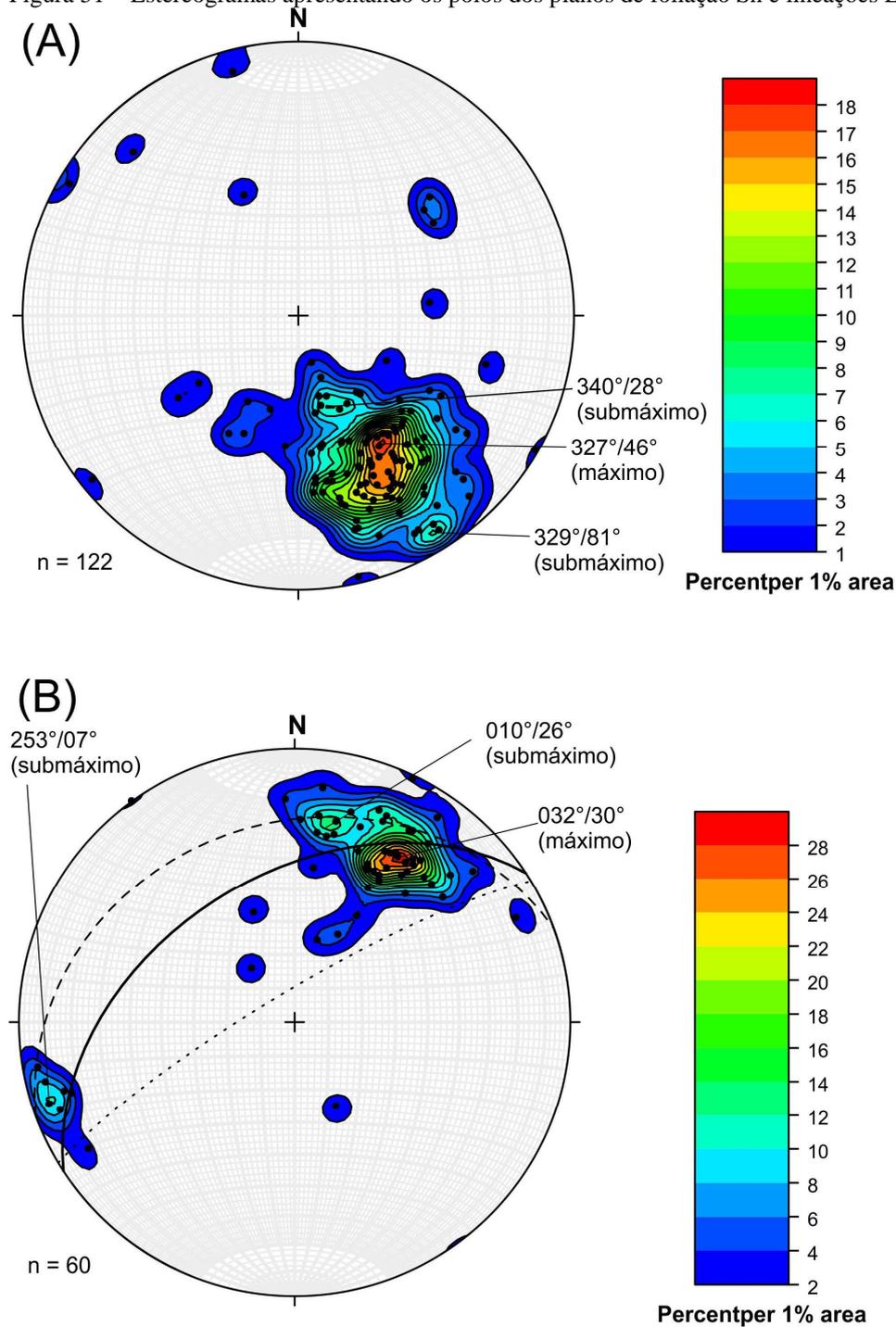
As rochas metamórficas da área de estudo apresentam registro de forte foliação metamórfica, definida pela orientação preferencial de micas principalmente, mas também de anfibólio, feldspato e quartzo estirados em área de zonas de cisalhamento nas quais desenvolveram-se milonitos. Nestes planos de foliação, são observadas lineações mineral e de estiramento, definidas pela orientação preferencial de micas, silimanita, anfibólio, opacos e quartzo estirado. Também há registro de diferentes tipos de dobras: a) isoclinais, que têm a foliação metamórfica principal paralela ao plano axial, observadas em escalas de afloramento até lâmina; b) apertadas a isoclinais e abertas a suaves, que afetam a foliação metamórfica principal, observadas em escalas de afloramento até mapa.

A foliação principal da área ( $S_n$ ) e as lineações ( $L_n$ ) mineral e de estiramento são produto da principal fase deformacional ( $D_n$ ), quando estruturas pretéritas, como o contato entre diferentes litotipos acima mencionados, à exceção da Unidade Metaígneia Intrusiva, bem como leucossomas em ortognaisses migmatíticos, foram dobrados por dobras isoclinais ( $F_n$ ), com eixos paralelos a  $L_n$  e planos axiais paralelos a  $S_n$ . A foliação ( $S_n$ ) apresenta mergulhos intermediários a suaves para NW, com pico máximo para  $327^\circ/46^\circ$  e submáximos para  $340^\circ/28^\circ$  e  $329^\circ/81^\circ$ , além de pouca dispersão para NE, SE e SW (Figura 51 A). O pico máximo e o primeiro submáximo de  $S_n$  representam flancos revirados e normais, mais suaves, das dobras apertadas a isoclinais que afetam  $S_n$ . Estas dobras se tornam mais apertadas e evoluem para zonas de cisalhamento subverticais com *trend* NE-SW que truncam e deslocam os contatos entre os diferentes litotipos. Os milonitos gerados nestas zonas de cisalhamento apresentam textura de gnaiss fitado, com recristalização do quartzo em fitas e dos feldspatos em bandas, além do estiramento local de granada, piroxênio e anfibólio, quando presentes. As dobras nestas zonas são em geral isoclinais e sem raiz, com plano axial paralelo à foliação milonítica, com mergulho intermediário a subvertical para NW. Tais dobras e zonas de cisalhamento podem ser interpretadas como produto de uma evolução contínua na mesma fase deformacional ( $D_n$ ) que gerou a foliação principal ou relacionadas uma nova fase deformacional posterior a fase  $D_n$ .

Já as dobras abertas a suaves apresentam eixos com caimento suave para N e ENE e plano axial subvertical para WNW e ESE, sendo produto de uma fase deformacional posterior às demais estruturas, e responsáveis pela dispersão da foliação  $S_n$  para os quadrantes SW e NE como visto na figura 51 A.

As lineações (Ln) mineral e de estiramento apresentam caimento suave a intermediário para NE, subordinadamente para SW, com pico máximo para  $032^{\circ}/30^{\circ}$  e submáximos para  $253^{\circ}/07^{\circ}$  e  $010^{\circ}/26^{\circ}$ , além de fraca dispersão para NW e SE (Figura 51 B). O pico máximo e o primeiro submáximo, bem como a maioria das medidas de Ln estão distribuídos ao longo do plano máximo da foliação metamórfica Sn (linha contínua na figura 51 B). Já o segundo submáximo de Ln casa com o submáximo da foliação metamórfica Sn que representa os flancos normais das dobras apertadas a isoclinais de escala regional (linha tracejada na figura 51 B). Algumas medidas de Ln com caimento suave bem como as de caimento mais íngremes aproximam-se do submáximo da foliação metamórfica (Sn) que representa as foliações miloníticas em zonas de cisalhamento subverticais (linha pontilhada na figura 51 B). A distribuição das lineações (Ln) ao longo dos máximos e submáximos da foliação metamórfica (Sn) mostra baixa a média obliquidade, indicando um movimento oblíquo e transcorrente. Os indicadores cinemáticos observados (planos S-C, porfiroclastos manteados e *stair stepping*) apontam para um movimento normal-dextral com topo se movendo para NE.

Figura 51 – Estereogramas apresentando os polos dos planos de foliação Sn e lineações Ln na área de estudo.



Legenda: A) Polos dos planos de foliação com indicação de máximo e submáximos; B) Lineações mineral e de estiramento, com indicação de máximo e submáximos; linha contínua – plano máximo de Sn; linhas tracejada e pontilhada – planos submáximos de Sn. (projeção no hemisfério sul da rede equilátera de Schmitt, estereogramas elaborados com o software Stereonet v.10).

Fonte: A autora, 2023.

A partir dos dados de campo, aliados às descrições petrográficas/microtectônicas, pode-se observar, principalmente na FFSJM e rochas metamáficas e metaultramáficas, ao menos 4 momentos ou etapas metamórficas (E1-E4), cujas paragêneses e relação com as estruturas estão descritas a seguir:

a) Etapas metamórficas na FFSJM

Etapa E1 (pré a cedo-sin Sn): Desenvolvimento de uma solução sólida contendo magnetita+hercinita+ilmenita (titanomagnetita alumonosa), marcando o pico metamórfico em fácies granulito. No final deste estágio, com o resfriamento, desenvolvimento de ferrosilita ao redor da titanomagnetita. Estas paragêneses são contornadas pela foliação Sn, sendo pretérita à principal deformação registrada nestas rochas (ver novamente figuras 42 e 43).

Etapa E2 (Sin-Sn): Formação das lamelas exsolvidas de espinélio e ilmenita na magnetita com a progressão do resfriamento.

As demais etapas metamórficas não foram preservadas na FFSJM.

b) Etapas metamórficas nas rochas metamáficas e metaultramáficas

Etapa E1 (pré-cedo-sin Sn): desenvolvimento de piroxênios (clino e ortopiroxênio), que atualmente ocorrem como relictos contornados pela foliação Sn, marcando pico metamórfico em fácies granulito (ver novamente figura 33).

Etapa E2 (Sin Sn): desenvolvimento de anfibólios (especialmente hornblenda) ao redor destes piroxênios, formando a foliação principal destas rochas, já em fácies granulito a anfibolito, marcando o início do retrometamorfismo (ver novamente figura 34). No final desta etapa, ocorre o desenvolvimento de coronas de granada entre o plagioclásio e a hornblenda (tardi Sn) (trajetória *IBC*) (ver novamente figura 34).

E3 (pós Sn): desenvolvimento de simplectitos entre plagioclásio e hornblenda e plagioclásio e piroxênios (trajetória *ITD*) (ver novamente figura 34).

E4 (pós Sn ou Sin Sn+1): Desenvolvimento de cummingtonita-grunerita substituindo hornblenda, principalmente próximo ao contato com piroxênios, marcando retorno a condições de fácies anfibolito, de mais alto grau (ver novamente figura 34).

### 6.3 Geocronologia U/Pb

Para geocronologia, foram selecionadas 8 amostras, 5 de rochas metaígneas e 3 de amostras metassedimentares. O primeiro conjunto inclui um meta-anortosito (AFC-15-I), uma rocha metamáfica (AFC-15-J) e uma metaultramáfica (AFC-15-K), que ocorrem em contato direto, sotopostas a FFSJM, em avançado estado de intemperismo, dois anfibolitos (AFC-29 e AFC-67-B), frescos, ocorrendo como lentes, de espessura decamétrica, intercalado na Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss. O segundo conjunto inclui uma amostra do Sillimanita)-granada-biotita gnaiss (THM-40), uma amostra da FFSJM (THM-97-Q) e um quartzito (THM-18). As texturas dos grãos de zircão foram descritas com base nas imagens de catodo luminescência (CL), a partir das classificações apresentadas por Corfu et al. (2003) e Rubatto et al. (2000).

Os critérios para descarte de análises foram: a) as análises com discordância maior que 5% para rochas ortoderivadas, e maior que 10% para rochas paraderivadas; b) as análises cuja razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  apresentavam valores elevados, acima de 0.001; c) as análises cujo erro da razão  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  é maior que 7; d) as análises com *Rho* é menor que 0.3. A tabela com os dados de todas as amostras encontra-se no Anexo 6.

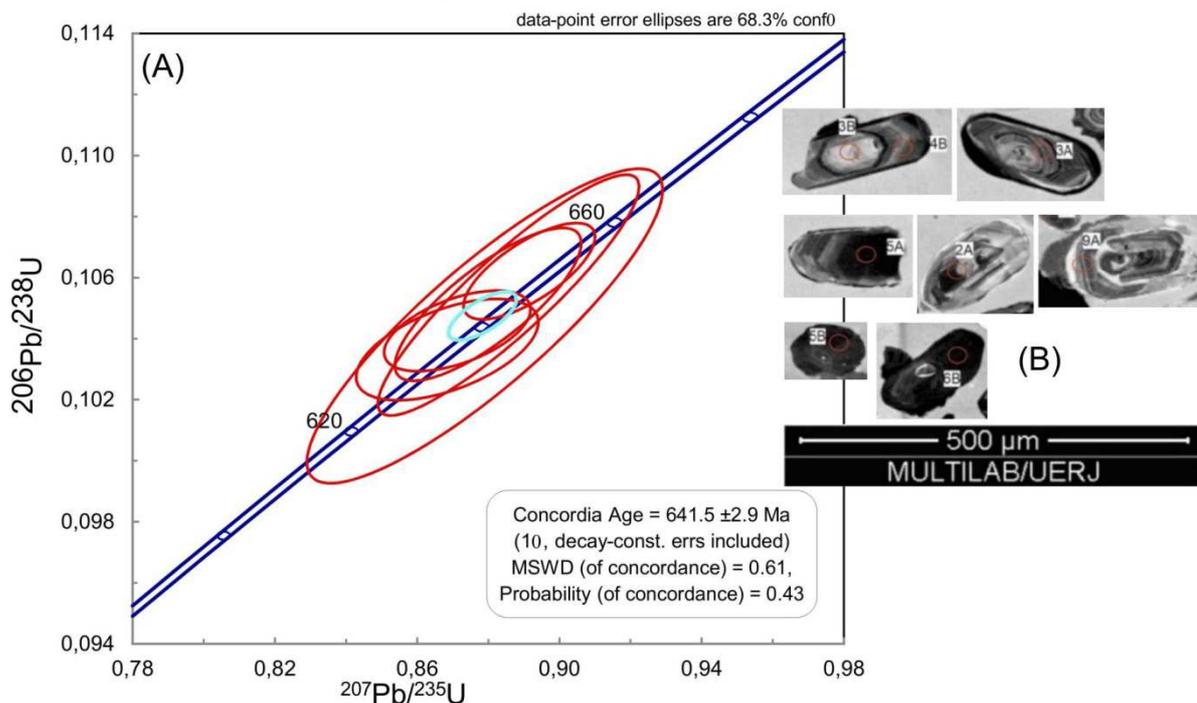
#### 6.3.1 AFC-29 (anfibolito)

Esta amostra inclui grãos de zircão em geral prismáticos, com comprimento variando entre 75 e 260  $\mu\text{m}$ , e razão comprimento/largura de 1:2. Os grãos de zircão comumente apresentam zonamento oscilatório ígneo e desenvolvimento de bordas de sobrecrecimento metamórfico (Figura 52).

Dezoito análises foram realizadas em 15 grãos e 17 destas apresentaram uma boa consistência analítica e foram avaliadas. Dos grãos de zircão analisados quatro foram interpretados como herança, sendo dois paleoproterozoicos, com idades de 1879 e 1800 Ma (idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), e dois neoproterozoicos com idades de 714 e 710 Ma (idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), os quais apresentam valores da razão Th/U entre 0,18 e 0,86. Os demais grãos apresentam idades neoproterozóicas entre 651 e 607 Ma, entre estes, 6 grãos foram utilizados para definir a idade de cristalização do protólito ígneo (Figura 52) em  $641,5 \pm 2,9$  Ma (MSWD = 0,61 e

43% de probabilidade de concordância), apresentando valores da razão Th/U entre 0,48 e 1,09. Com base em 5 análises em bordas de sobrecrecimento foi calculada idade de metamorfismo (Figura 53) em  $613,8 \pm 3,1$  Ma (MSWD = 0,67 e 41% de probabilidade de concordância), com valores da razão Th/U entre 0,07 e 0,40.

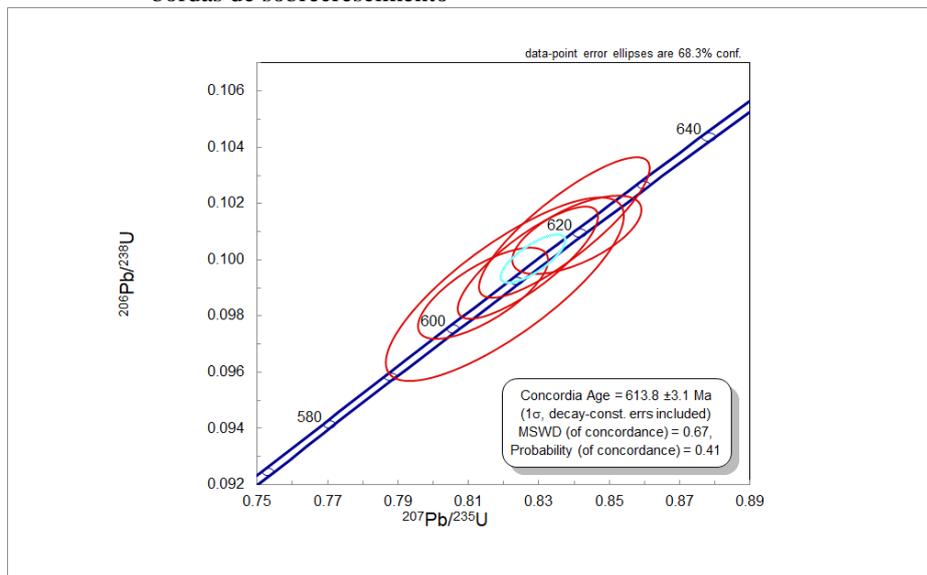
Figura 52 – A) Gráfico com a idade concordante de cristalização para a amostra AFC-29; B) Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão



Nota: Herança - spot 3B ( $1.800 \pm 17$ Ma – conc. 99% - Th/U 0,77); spot 3A ( $714 \pm 21$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,79); Cristalização – spot 5A ( $646 \pm 16$ Ma – conc. 101% - Th/U 0,48); spot 2A ( $644 \pm 10$ Ma – conc. 102% - Th/U 0,79); spot 9A ( $639 \pm 21$ Ma – conc. 102% - Th/U 0,73); Metamorfismo - spot 3B ( $714 \pm 21$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,79); spot 5B ( $621 \pm 10$ Ma – conc. 103% - Th/U 0,30); spot 4B ( $620 \pm 6$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,40); spot 6B ( $607 \pm 21$ Ma – conc. 102% - Th/U 0,22). Idades superiores a 1,0 Ga ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), Idades inferiores a 1,0 Ga ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ).

Fonte: A autora, 2023.

Figura 53 – Gráfico com a idade concordante metamórfica calculada com cinco bordas de sobrecrecimento



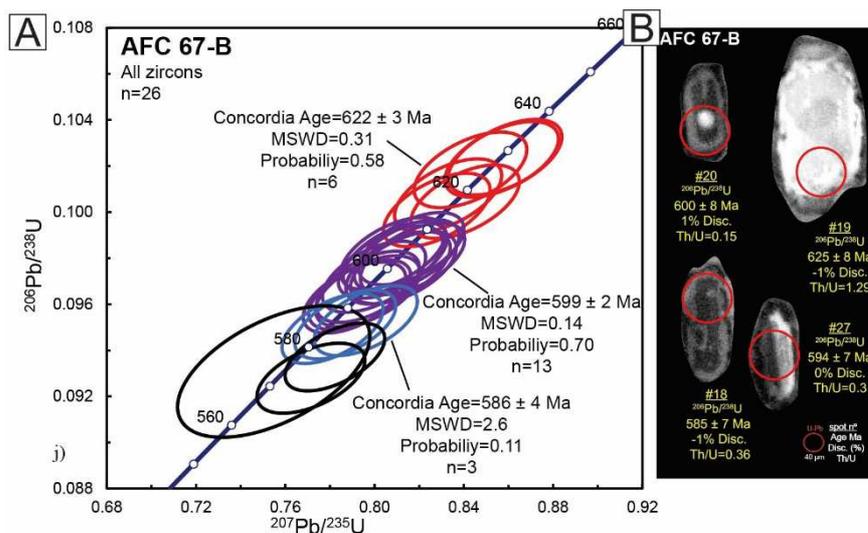
Fonte: A autora, 2023.

### 6.3.2 AFC-67-B (anfíbolito)

A amostra apresenta grãos de zircão com comprimento variando entre 133 e 54  $\mu\text{m}$ , e valores de razão comprimento/largura em geral de 1:2 e 1:3. Os grãos possuem predominantemente textura homogênea com alta e baixa luminescência em imagens de CL, além de texturas de perturbação ou apagamento de texturas primárias (*blurred zones*) (#20, #18, #19, Figura 54).

Vinte e oito análises foram realizadas em 28 grãos, onde 26 destas apresentaram resultados consistentes dentro dos critérios considerados. Identificou-se somente idades neoproterozoicas entre 640 e 572 Ma. Os valores das razões Th/U variam entre 1.29 e 0.13. O grão de idade 640 Ma é compatível com o conjunto de grãos da amostra AFC-29 utilizados para definir a cristalização da rocha. A partir dos demais grãos neoproterozóicos foram calculadas as seguintes idades concordantes de metamorfismo:  $622 \pm 3$  Ma (MSWD 0.31),  $599 \pm 2$  Ma (MSWD 0.14), e  $586 \pm 4$  Ma (MSWD 2.6) (Figura 54).

Figura 54 – Gráfico “all zircons” (A) e imagens de CL de grãos representativos (B)



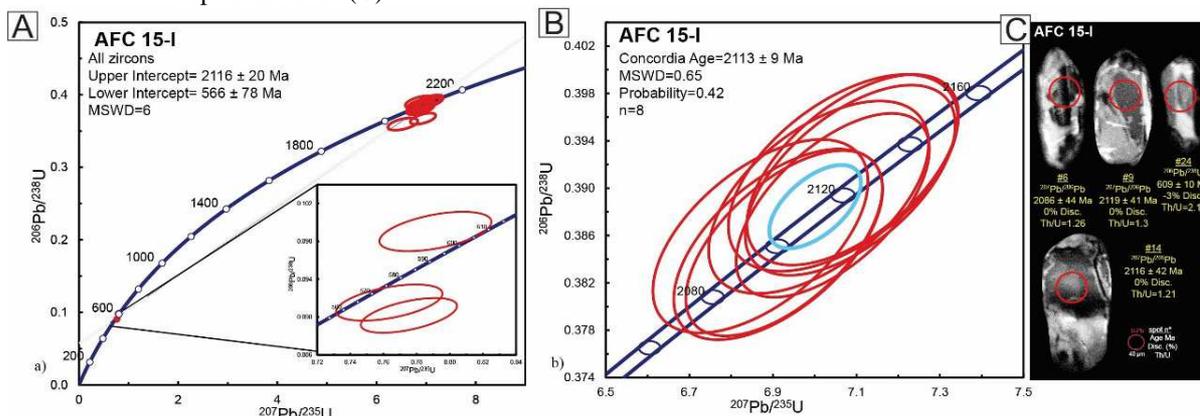
Fonte: A autora, 2023.

### 6.3.3 AFC-15-I (meta-anortosito)

Esta amostra inclui grãos de zircão em geral prismáticos, com comprimento variando entre 100 e 190  $\mu\text{m}$ , e razão comprimento/largura entre 1:4 e 1:2, aproximadamente, além de grãos equidimensionais com razão comprimento/largura de 1:1. Os grãos de zircão possuem predominantemente texturas complexas, caracterizadas por domínios homogêneos (#9, #14) e convolutos de alta e baixa luminescência nas imagens de CL, localizados por vezes nas bordas dos grãos e interrompendo domínios primários no núcleo (#6). Poucos grãos apresentam zoneamento oscilatório ígneo moderado a bem definido (Figura 55).

Vinte e oito análises foram realizadas em 28 grãos, onde 17 destas apresentaram uma boa consistência analítica e foram avaliadas (Figura 55). Os grãos de zircão analisados são predominantemente paleoproterozoicos, com idades entre 2190 e 2069 Ma, além de três grãos com idades neoproterozoicas entre 609 e 557 Ma. Os grãos paleoproterozoicos apresentam valores da razão Th/U entre 0.89 e 1.30, e os grãos neoproterozoicos razões entre 0.26 e 2.11. O gráfico 13B apresenta uma idade de concórdia calculada de  $2113 \pm 9$  Ma com 8 grãos paleoproterozóicos (Figura 55).

Figura 55 – Gráfico “all zircons” (A), concórdia obtida com 8 grãos (B) e imagens de CL de grãos representativos (C)



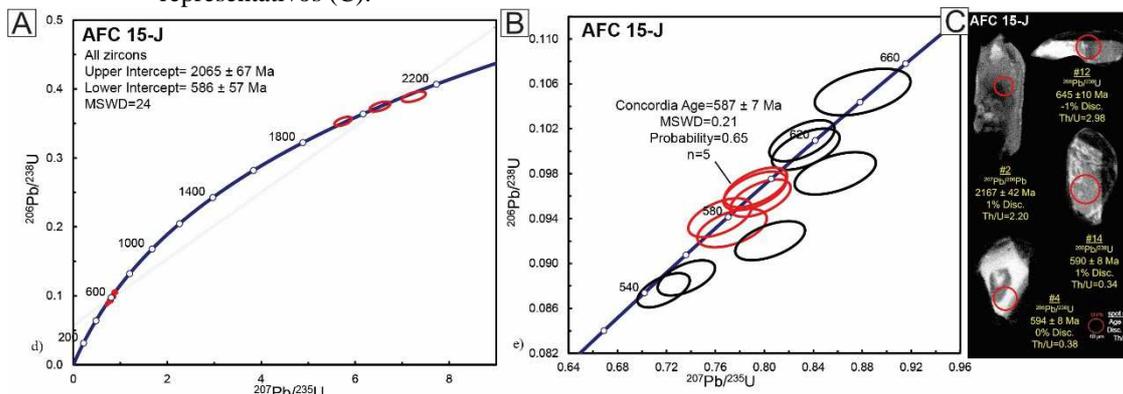
Fonte: A autora, 2023.

### 6.3.4 AFC-15-J (metamáfica)

A amostra apresenta grãos de zircão predominantemente prismáticos com comprimento variando entre 255 e 115  $\mu\text{m}$ , e valores de razão comprimento/largura variando entre 1:5 e 1:2, além de poucos grãos equidimensionais. A maior parte dos grãos apresenta obliteração das texturas primárias, com domínios homogêneos de alta a baixa luminescência em imagens de CL (#2, #12, #14). Textura de zoneamento oscilatório bem definido também foi identificado (Figura 56C).

Vinte e oito análises foram realizadas em 28 grãos de zircão, dentre os quais 15 apresentaram uma boa qualidade analítica, dentro dos critérios considerados. Dois conjuntos de idades foram identificados, o primeiro com idades paleoproterozoicas (entre 2167 e 1926 Ma), e outro com idades neoproterozóicas entre 645 e 541 Ma (Figura 56). Os grãos paleoproterozoicos apresentaram razões Th/U entre 2.20 e 1.61, e os grãos neoproterozoicos razões variando entre 2.98 e 0.07. O grão de idade 645 Ma é compatível com o conjunto de grãos da amostra AFC-29 utilizados para definir a cristalização da rocha. A partir dos demais grãos neoproterozóicos, obteve-se uma idade concordantes de metamorfismo de  $587 \pm 7$  Ma (MSWD 0.21) (Figura 56).

Figura 56 – Gráfico “all zircons” (A), concórdia obtida com 5 grãos (B) e imagens de CL de grãos representativos (C).



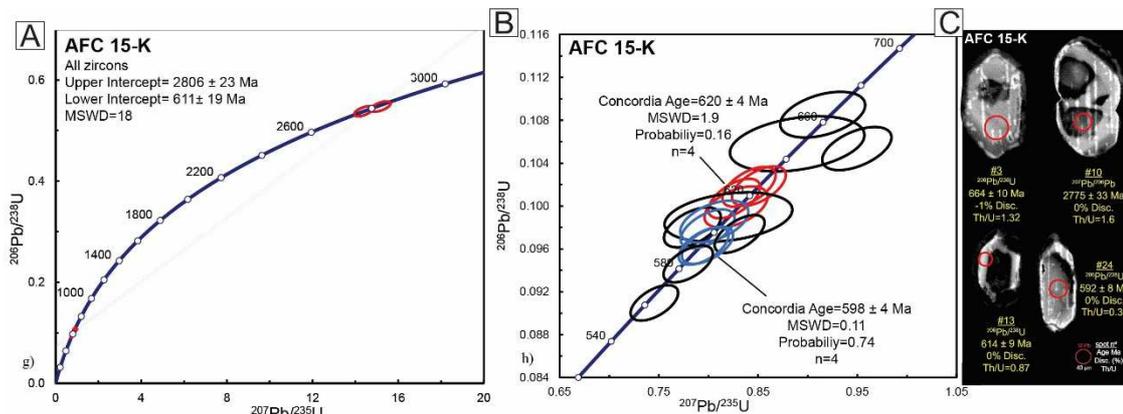
Fonte: A autora, 2023.

### 6.3.5 AFC-15-K (metaultramáfica)

A amostra possui grãos de zircão predominantemente prismáticos apresentando comprimento variando entre 340 e 142  $\mu\text{m}$ , com valores de razão comprimento/largura de 1:1.5 a 1:5. Os grãos de zircão apresentam predominantemente texturas de alteração, apresentando texturas convolutas de alta e baixa luminescência em imagens CL, que truncam zoneamento oscilatório primário no núcleo dos grãos (#10). Alguns grãos apresentam obliteração, ou “apagamento” (*blurred texture*) do zoneamento original, além de grãos homogêneos com alta luminescência nas imagens CL e sem feições internas (#3, #24) (Figura 57).

Vinte e oito análises foram realizadas em 28 grãos, onde 18 destas apresentaram uma boa consistência analítica. Dois grãos apresentaram idades arqueanas (2834 e 2775 Ma) e os demais idades neoproterozoicas entre 664 e 561 Ma (Figura 57). Os grãos arqueanos possuem razões Th/U de 1.66 e 1.60, e os grãos mais jovens neoproterozoicos valores entre 2.33 e 0.15. Os grãos de idade 664 Ma, 648 Ma e 646 Ma são compatíveis com o conjunto de grãos da amostra AFC-29 utilizados para definir a cristalização da rocha. Duas idades concordantes de metamorfismo puderam ser calculadas a partir dos demais grãos neoproterozóicos:  $620 \pm 4$  Ma (MSDW 1.9) e  $598 \pm 4$  Ma (MSWD 0.11) (Figura 57).

Figura 57 – Gráfico “all zircons” (A), concórdias obtidas com dois conjuntos de dados (B) e imagens de CL de grãos representativos (C)



Fonte: A autora, 2023.

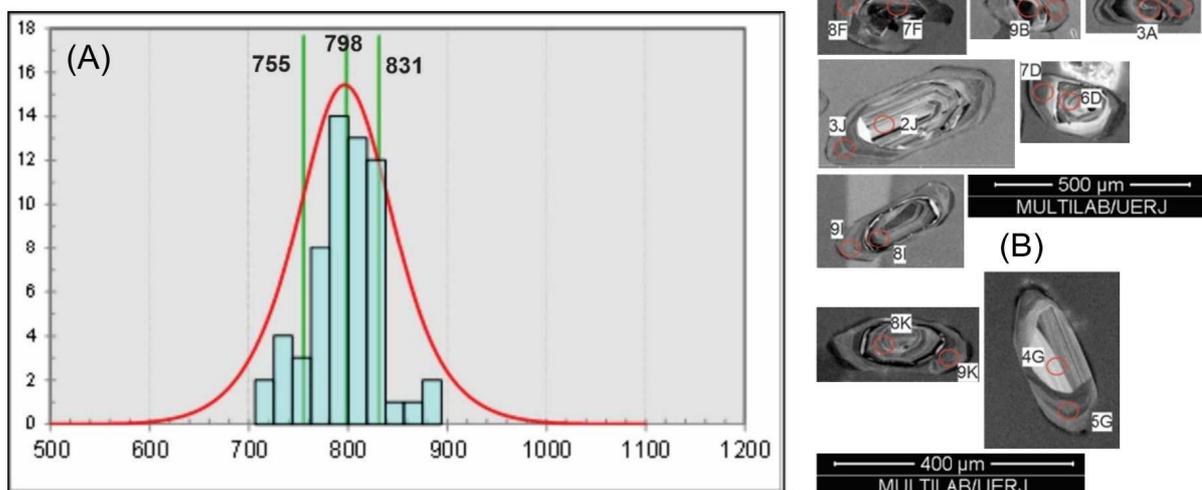
### 6.3.6 THM-97-Q (FFSJM)

De um total de 108 análises, 96 idades foram aproveitadas, sendo 62 de núcleos e 34 de bordas de sobrecrescimento metamórfico.

Os grãos de zircão são prismáticos, com faces bem definidas, razão comprimento/largura variando de 1:1 até 1:3 e comprimento dos grãos variando entre 80µm e 315µm. Os grãos, em geral, apresentam zoneamento oscilatório ígneo e feições homogêneas. As bordas de sobrecrescimento metamórfico são observadas em mais de 70% dos grãos e de forma espessa (Figura 58B). Alguns grãos se apresentam fraturados ou quebrados e poucas inclusões são observadas.

Há um amplo predomínio de grãos neoproterozoicos entre 600 e 900 Ma, que inclui tanto grãos detríticos quanto bordas metamórficas. Além destes, ocorrem um grão paleoproterozóico (1.855±71Ma; idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) e dois grãos mesoproterozóicos (1.270±33Ma e 1.331±55Ma; idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). Com base em 62 grãos detríticos de idades neoproterozóicas obteve-se 3 médias de modas (Figura 58), em 755±16 Ma (21% dos grãos), 798±9.5 Ma (57%), 831±17 Ma (21%), sendo os três grãos de zircão mais novo com idades de 686±16Ma, 713±17Ma e 715±30Ma. Esta idade mais nova isolada não tem consistência estatística, porém este grão apresenta 100% de concordância podendo sugerir uma idade máxima de deposição ligeiramente mais nova que a moda de 755 Ma.

Figura 58 – A) Histograma com todas as análises concordantes mostrando predominância de dados de idade neoproterozóica; B) Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão:

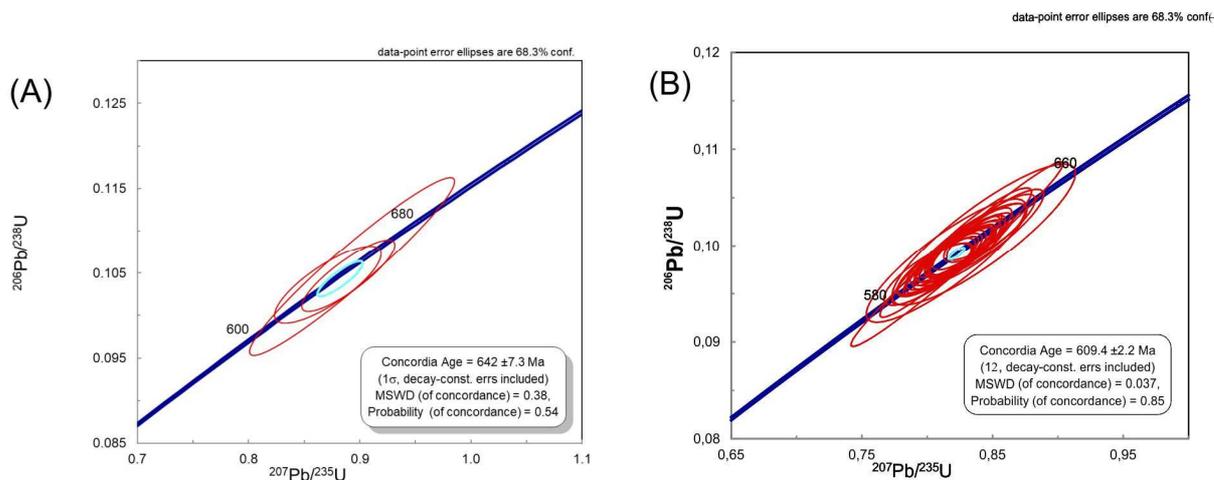


Nota: Detritico - spot 3A ( $845 \pm 26$ Ma – conc. 106% - Th/U 0,45); spot 6D ( $819 \pm 27$ Ma – conc. 103% - Th/U 0,45); spot 2J ( $806 \pm 18$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,44); spot 8I ( $802 \pm 17$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,50); spot 4G ( $798 \pm 28$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,45); spot 8K ( $790 \pm 28$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,43); spot 7F ( $715 \pm 30$ Ma – conc. 95% - Th/U 0,31); Metamorfismo - spot 8B ( $648 \pm 42$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,03); spot 8F ( $642 \pm 17$ Ma – conc. 97% - Th/U 0,22); spot 4A ( $636 \pm 18$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,16); spot 3J ( $621 \pm 17$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,18); spot 9K ( $615 \pm 17$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,18); spot 5G ( $612 \pm 14$ Ma – conc. 102% - Th/U 0,13); spot 7D ( $607 \pm 13$ Ma – conc. 99% - Th/U 0,36); spot 9I ( $603 \pm 9$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,16); spot 9B ( $597 \pm 13$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,15). Idades inferiores a 1,0 Ga ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ).

Fonte: A autora, 2023.

Com base nas análises em bordas de sobrecrecimento foi possível calcular duas idades de metamorfismo, a idade mais antiga de  $642 \pm 7.3$ Ma (Figura 59) foi calculada com base em 3 análises e a idade mais nova de  $609.4 \pm 2.2$  Ma (Figura 59) foi calculada com base em 28 análises.

Figura 59 – Idade metamórfica calculada em bordas e grãos metamórficos da amostra THM-97-Q.



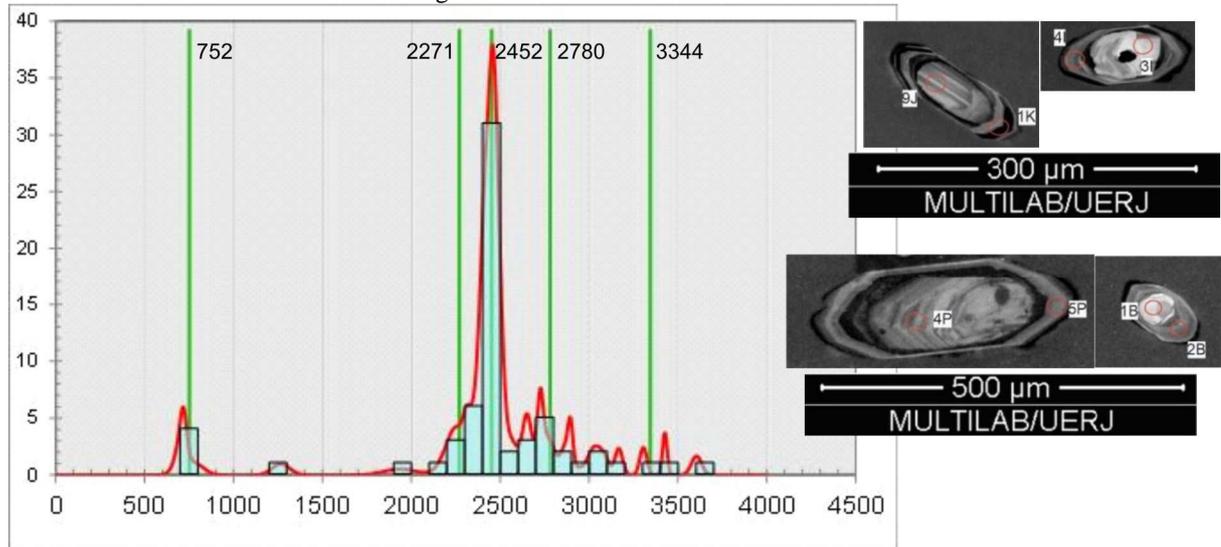
Fonte: A autora, 2023.

### 6.3.7 THM40 (Sillimanita-granada-biotita gnaiss)

De um total de 162 análises, 89 análises entre núcleos e bordas de sobrecrecimento metamórfico foram aproveitadas. Os grãos são prismáticos e tabulares, com faces bem definidas, a razão comprimento/largura varia entre 1:1 até 1:3 e o comprimento dos grãos está no intervalo de 75 $\mu\text{m}$  e 300 $\mu\text{m}$  (Figura 60). Grãos maiores que 200 $\mu\text{m}$  podem apresentar fraturas internas e alguns estão quebrados. Os grãos de zircão apresentam zoneamento oscilatório ígneo, feições homogêneas e metamíticas, com bordas de sobrecrecimento frequentes e bem definidas.

Os grãos detríticos apresentam principalmente idades arqueanas (3604 a 2503 Ma), com modas paleoarqueana ( $3.344 \pm 18$  Ma – 8% dos grãos) e neoarqueana ( $2.780 \pm 14$  Ma – 18% dos grãos), e paleoproterozoicas (2492 a 1938 Ma) com modas sideriana ( $2.452 \pm 8$  Ma – 57% dos grãos) e riaciana ( $2.271 \pm 32$  Ma – 10% dos grãos). Além destes ocorre apenas 1 grão mesoproterozoico (1.267 Ma) e 4 grãos neoproterozoicos (785 a 702 Ma – 8% dos grãos), sendo a moda mais nova calculada em  $752 \pm 25$  Ma (Figura 60), sendo os dois grãos mais novas com idade de  $704 \pm 25$  Ma e  $702 \pm 41$  Ma.

Figura 60 – Histograma com todas as análises concordantes em grãos detríticos da amostra THM-40 e imagens de catodoluminescência de grãos de zircão

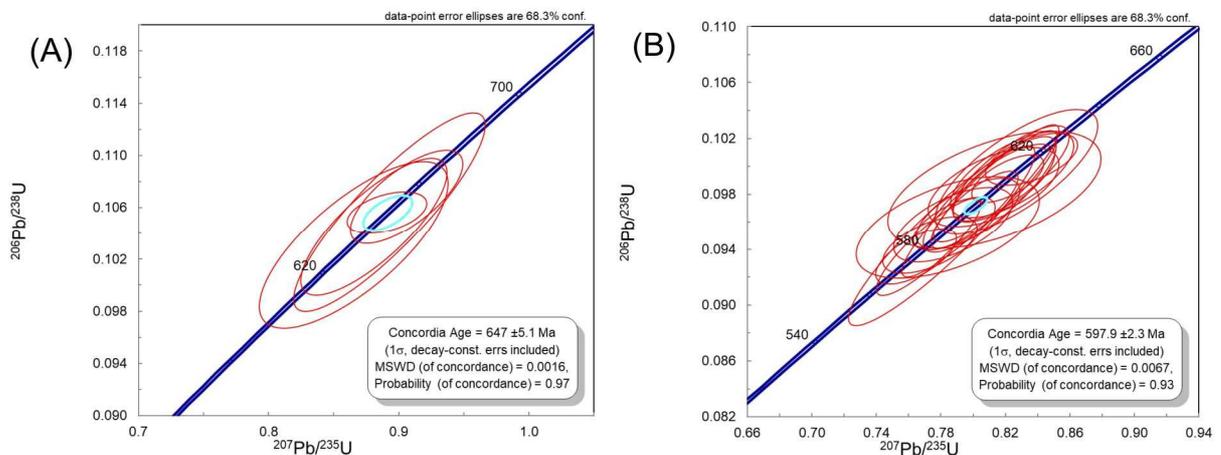


Nota: Detrítico - spot 3I ( $2.486 \pm 40$ Ma – conc. 100% - Th/U 1,09); spot 4P ( $2.470 \pm 25$ Ma – conc. 94% - Th/U 0,76); spot 9J ( $2.325 \pm 24$ Ma – conc. 93% - Th/U 0,85); spot 1B ( $704 \pm 25$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,52); Metamorfismo - spot 1K ( $637 \pm 23$ Ma – conc. 104% - Th/U 0,18); spot 4I ( $611 \pm 22$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,27); spot 5P ( $636 \pm 18$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,16); spot 3J ( $621 \pm 17$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,18); spot 9K ( $599 \pm 22$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,11); spot 2B ( $585 \pm 26$ Ma – conc. 99% - Th/U 0,13). Idades superiores a 1,0 Ga ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), Idades inferiores a 1,0 Ga ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ).

Fonte: A Autora, 2023.

Os dados metamórficos (bordas de sobrecrescimento e zircão metamórfico) encontrados na amostra indicam ao menos dois eventos metamórficos sendo o mais antigo uma idade concordante em  $647 \pm 5.1$  Ma (MSWD = 0.0016 e probabilidade de concordância em 97%) (Figura 61) e o mais novo calculado em  $597.9 \pm 2.3$  Ma (MSWD = 0.0067 e probabilidade de concordância em 93%) (Figura 61).

Figura 61 – Idade metamórfica calculada em bordas e grãos metamórficos da amostra THM40.

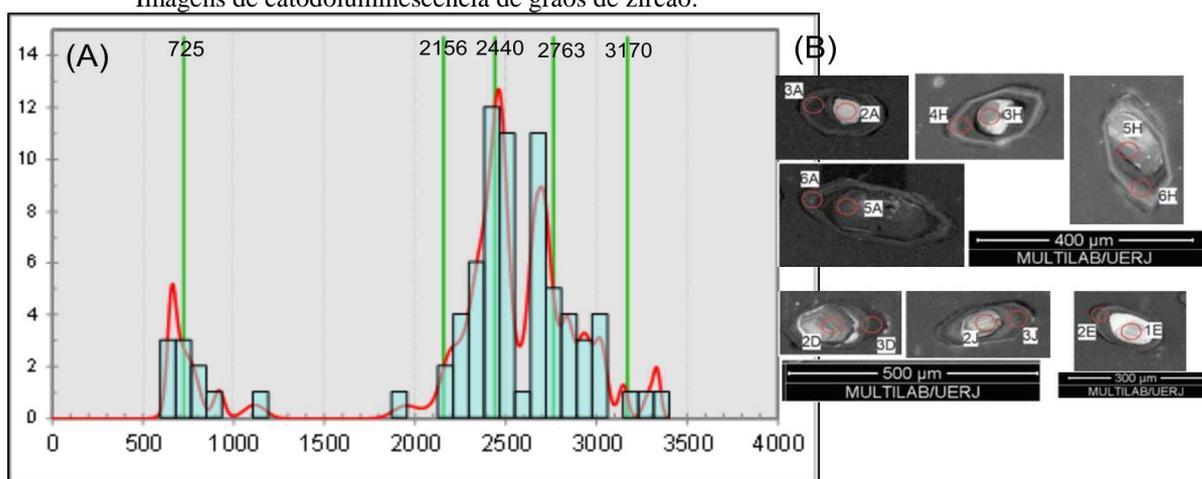


Fonte: A autora, 2023.

### 6.3.8 THM18 (Quartzito)

Do total de 135 análises realizadas, 114 análises entre núcleos e bordas de sobrecrecimento metamórfico foram consideradas satisfatórias após tratamento dos dados. Os grãos dessa amostra são muito semelhantes àqueles observados na amostra THM 40, contudo, é possível perceber que a maioria dos grãos, apesar da forma e faces bem definidas, são compostos por núcleos herdados e espessas bordas de sobrecrecimento (Figura 62B). Os grãos detríticos apresentam uma maior concentração no Arqueano e Paleoproterozoico e quantidades subordinadas no Mesoproterozóico e Neoproterozóico. Observa-se que há pelo menos, duas grandes modas de concentração com idades arqueana ( $2.763 \pm 9$ Ma – 31% dos grãos) e paleoproterozóica ( $2.440 \pm 8$ Ma – 41% dos grãos), além de outras modas subordinadas ( $3.170 \pm 17$ Ma – 9% dos grãos e  $2.156 \pm 34$ Ma – 6% dos grãos). No mesoproterozóico tem apenas um grão com idade 1.119Ma e no Neoproterozóico ocorrem 6 grãos com idades entre 919 e 687 Ma, sendo calculadas duas modas com idades médias de  $957 \pm 26$ Ma (3% dos grãos) e  $725 \pm 11$ Ma (10% dos grãos) (Figura 62), sendo os dois grãos mais novos com idade de  $687 \pm 31$ Ma e  $701 \pm 19$ Ma.

Figura 62 – A) Histograma com todas as análises concordantes em grãos detríticos da amostra THM-18; B) Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão:

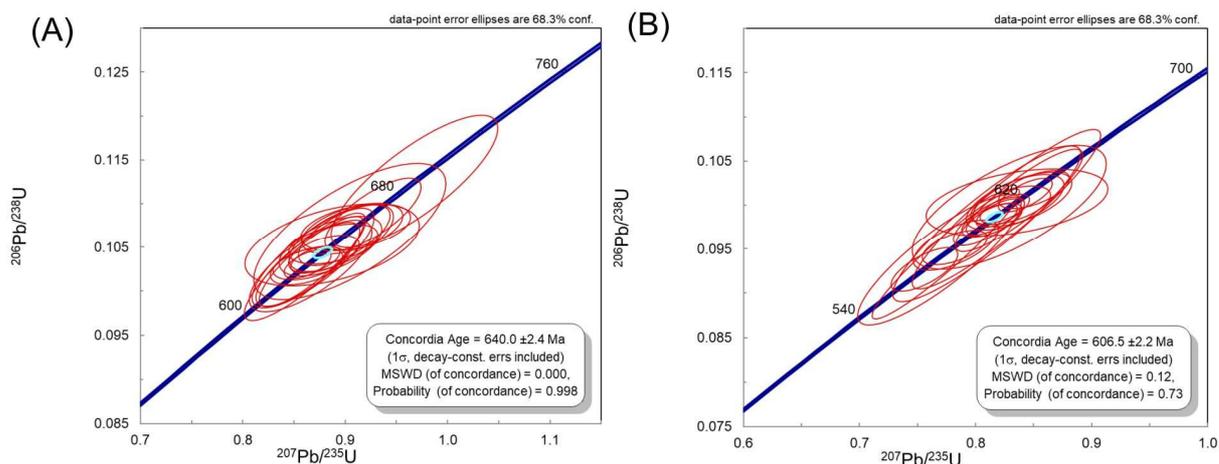


Nota: Detrítico - spot 5A ( $3.006 \pm 67$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,41); spot 1E ( $2.718 \pm 20$ Ma – conc. 100% - Th/U 1,12); spot 5H ( $2.694 \pm 41$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,77); spot 2D ( $2.482 \pm 72$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,75); spot 2J ( $2.473 \pm 35$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,86); spot 3H ( $2.420 \pm 39$ Ma – conc. 100% - Th/U 1,30); spot 2A ( $724 \pm 25$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,03); Metamorfismo - spot 4H ( $656 \pm 12$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,10); spot 3D ( $645 \pm 19$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,18); spot 3A ( $634 \pm 21$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,05); spot 6H ( $632 \pm 19$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,05); spot 6A ( $614 \pm 9$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,04); spot 3J ( $609 \pm 7$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,09); spot 2E ( $586 \pm 8$ Ma – conc. 100% - Th/U 0,09). Idades superiores a 1,0 Ga ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), Idades inferiores a 1,0 Ga ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ).

Fonte: A autora 2023.

Os dados metamórficos (bordas de sobrecrecimento e zircão metamórfico) encontrados na amostra também indicam ao menos dois eventos metamórficos sendo o mais antigo uma idade concordante em  $640 \pm 2,4$  Ma (MSWD = 0.0000 e probabilidade de concordância em 99,8%) (Figura 63) e o mais novo calculado em  $605,7 \pm 2,0$  Ma (MSWD = 0,28 e probabilidade de concordância em 60%) (Figura 63).

Figura 63 – Idade metamórfica calculada em bordas e grãos metamórficos da amostra THM-18.



Fonte: A autora, 2023.

## 6.4 Geocronologia Lu/Hf

### 6.4.1 Amostra AFC-15-I (meta-anortosito)

Dezessete análises Lu-Hf foram realizadas na amostra AFC-15-I. Todos os grãos paleoproterozoicos (2116 a 2100 Ma) e dois grãos neoproterozóicos (609 e 565 Ma) apresentaram valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivos (+2.1 a +9.5), e apenas um grão com idade de 557 Ma apresentou valor fortemente negativo (-30) (Figura 64). Os grãos paleoproterozoicos apresentam valores de residência crustal de 61 a 373 Ma. Os grãos neoproterozoicos apresentam valores elevados de residência crustal, 654 e 774 Ma para os grãos com  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivos, e 2764 Ma para o grão com  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  negativo.

#### 6.4.2 Amostra AFC-15-J (metamáfica)

Quatorze análises Lu-Hf foram feitas em grãos de zircão (Figura 64). Os grãos com idades paleoproterozoicas apresentaram valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  desde negativos a positivo (-11.28 a +2.54). Os grãos neoproterozoicos apresentaram valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  positivos (+11.99 a +0.32) a fortemente negativos (-11.09 a -31.17).

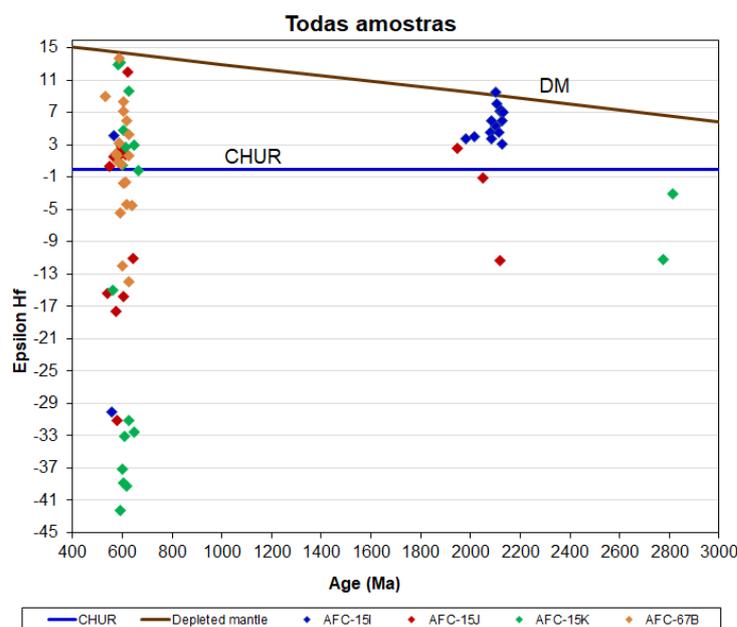
#### 6.4.3 Amostra AFC-15-K (metaultramáfica)

Dezoito análises Lu-Hf foram realizadas em 18 grãos de zircão (Figura 64). Todas as análises, exceto #27, #13, #14, #4 e #15, mostraram valores de  $\epsilon\text{Hf}$  negativos. Os grãos arqueanos (2834 e 2775 Ma) resultaram em valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  negativos ( $\epsilon\text{Hf}(t) = -3$  e  $-11.2$ ), característicos de uma fonte crustal retrabalhada. Os grãos neoproterozoicos, predominantes na amostra, estão divididos em dois grupos: o primeiro com valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  entre  $-0.13$  e  $+13.16$  próximo à curva do manto deplegado (DM) e o segundo grupo com valores altamente negativos, entre  $-15.01$  e  $-42.3$  (Figura 64).

#### 6.4.4 Amostra AFC-67-B (anfíbolito)

Dezenove análises Lu-Hf foram realizadas em grãos de zircão da amostra AFC-67-B, todos com idades do Neoproterozoico. Os grãos são divididos em dois conjuntos de valores  $\epsilon\text{Hf}(t)$ , positivos (+0.6 a +13.7), com residência crustal entre 44.10 e 870.86 Ma; e negativos (-1.8 a -13.9), com residência crustal entre 1006.88 e 1648.38 (Figura 64).

Figura 64– Diagrama Epsilon-Hf x Idade em Ma.



Fonte: A autora, 2023.

## 6.5 Termobarometria

Foram selecionadas 4 lâminas para análise em microsonda e minerais a serem analisados, a saber:

- a) THM28C: análise do clinopiroxênio.
- b) AFC73B: análise da hornblenda e do plagioclásio.
- c) THM341: análise da hornblenda e da granada.
- d) THM289: análise da cummingtonita-grunerita.

Todos os dados estão dispostos no Anexo 7. De cada lâmina, selecionaram-se 4 áreas (código C1-C4), e das análises realizadas, foram feitas 3 ou 1 do centro e as demais (7 ou 4) na borda. Cada cor sinaliza uma dessas áreas com 1 ou um par de minerais selecionado(s) para análise. Os escritos em vermelho representam análises e cálculos tomados no centro do(s) mineral(is), os demais, em preto, foram tomados na borda. Os cálculos termobarométricos estão dispostos logo após as planilhas de composição, ao lado ou abaixo, conforme espaço disponível, e cada coluna representa um termômetro ou um barômetro, cujo código inclui as iniciais dos autores (e dos autores das calibrações), seguido pelo ano de

publicação. “a”, isolado, significa que o barômetro ou termômetro utilizou apenas a composição do anfibólio; “a-p”, que utilizou as composições do anfibólio e do plagioclásio. Como cada célula traz um valor de pressão ou temperatura, e, portanto, são numerosos os valores, utilizou-se como referência a média por linha (que representa 1 ponto de análise na microsonda), ou as médias das bordas e as médias dos centros.

Primeiramente, a lâmina THM28C foi selecionada por conter resquílios de piroxênios (clinopiroxênios) tidos como o registro preservado do metamorfismo em fácies granulito, E1. As análises em microsonda forneceram dados com os quais pode-se calcular a temperatura de formação destes clinopiroxênios. A temperatura média obtida foi de 792.22°C, com máxima em 807.77°C e mínima em 773.99°C, usando o geotermômetro de Kretz (1982). Médias para as bordas e núcleos alcançaram, respectivamente, 791.35°C e 793.09°C. Não foi possível encontrar um geobarômetro para esta fase.

Marcando o início do retrometamorfismo (E2), selecionou-se a lâmina AFC73B, em que foi analisado o par hornblenda-plagioclásio. Para os cálculos pertinentes a estes minerais, nesta lâmina e nas demais contendo anfibólios, utilizou-se o programa WinAmptb, que fornece uma série de termômetros e barômetros para o par ou para a hornblenda isolada, além de fornecer o tipo de hornblenda e a composição (Ab-An-Or) do plagioclásio. A maioria das análises de hornblenda nesta lâmina aponta para ferro-pargasita. O plagioclásio apresentou percentual do componente Ab levemente menor nos núcleos comparado às bordas, e de An levemente maior nos núcleos em comparação às bordas. Foram calculadas médias de todos os termômetros e barômetros fornecidos, e, a partir destes valores, uma média geral, dando 5.59 Kbar de pressão e 801.55°C de temperatura. Para as bordas e núcleos foram calculados os seguintes valores médios: 5.63 Kbar e 807.86 °C (bordas), e 5.52 Kbar e 788.9 °C (núcleos). A lâmina THM341 mostra coronas de granada desenvolvidas entre o plagioclásio e a hornblenda, no final de E2. Estas coronas indicam que neste momento o resfriamento ocorreu sob pressão relativamente constante (*Isobaric Cooling – IBC*). O cálculo dos *end-members* desta granada aponta uma composição mais próxima da almandina, a qual é estável a partir de temperaturas da ordem de 550°-600°C (KEESMANN et al., 1971), mas não foi possível encontrar uma temperatura precisa, nem barômetro para calcular sob qual pressão foi formada. A hornblenda é, em sua maioria, ferro-hornblenda. O plagioclásio mostra teor de Ab maior nos núcleos, enquanto se referindo ao teor de An, observou-se um teor levemente menor nos núcleos. Para termobarometria, utilizaram-se os valores obtidos nos núcleos dos cristais de hornblenda isolados, que marcam as condições de formação das coronas de granada. Foi calculado uma média de 4.16 Kbar e 566.77 °C.

A etapa E3 é marcada pelo desenvolvimento de simplectitos entre ortopiroxênio e plagioclásio, e entre hornblenda e plagioclásio, indicando uma descompressão isotérmica (*Isothermal Decompression – ITD*). A dimensão destes simplectitos impossibilitou a sua análise em microsonda, de forma que não foi possível calcular P e T para esta fase. Igualmente para a fase E4, representada pela lâmina THM289, não foi possível calcular uma P e T, pois não foi encontrado um termobarômetro para a cummingtonita-grunerita, a qual marcaria o retorno a condições de maiores P e T.

## 7 DISCUSSÕES

### 7.1 Sobre a geologia da FFSJM e correlações regionais

A partir de mapeamento geológico na região de Rio Claro-RJ, nas imediações do Parque Arqueológico e Ambiental São João Marcos, Azevedo (2018), mesma autora deste trabalho, pôde observar três conjuntos de rochas metamórficas, sendo: rochas ortoderivadas de um embasamento paleoproterozoico – arqueano; uma sequência metavulcanossedimentar que contém a FFSJM e rochas de protólitos ígneos ácidos a intermediários intrusivas.

O embasamento é formado por dois litotipos, sendo o Metacharnoenderbitto o mais antigo, e o Ortopiroxênio-(hornblenda)-biotita gnaiss o mais novo, conforme evidências de campo e geocronológicas (ANDRÉ, 2014; AZEVEDO, 2018; HOFFMANN, 2016), sendo o último interpretado como fusão do primeiro (ANDRÉ, 2014).

Os litotipos que compõem a sequência metavulcanossedimentar incluem predominantemente, da base para o topo: a Unidade Metamáfica-metaultramáfica, a Unidade Quartzítica-Formação ferrífera e a Unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss, entretanto os litotipos destas unidades também ocorrem intercalados entre si.

Por fim os conjuntos acima descritos estão intrudidos pela Unidade Metaígnea Intrusiva, compostas por granitoides metamorfisados que truncam e deslocam os contatos entre as unidades, apresentando enclaves dos diferentes litotipos acima mencionados.

Estas associações litológicas apresentam similaridade com o Complexo Costeiro (PERROTTA et al, 2006), o qual ocorre ao longo da região costeira do estado de São Paulo, com *trend* NE-SW que se alinha com a área de estudo da presente tese. O Complexo Costeiro apresenta como embasamento ortognaisses migmatíticos considerados do Arqueano / Paleoproterozoico, sequência metassedimentar neoproterozoica composta por sillimanita-granada-biotita gnaiss com intercalações de rochas metamáficas e metaultramáficas, quartzitos, “magnetita quartzitos” (formações ferríferas) e rochas calciossilicáticas, intrudidas por diversos corpos de granitoides neoproterozoicos metamorfisados.

## 7.2 Sobre as fases de deformação e as etapas metamórficas

Duas fases de deformação dúctil foram responsáveis pela estruturação geológica da área, na qual a FFSJM e unidades associadas, além de seu embasamento, estão dispostas em uma grande dobra sinformal revirada.

A fase deformacional principal (Dn) foi responsável pelo desenvolvimento da foliação metamórfica principal (Sn), de lineações mineral e de estiramento (Ln) e dobras isoclinais (Fn), as quais têm a foliação (Sn) paralela ao plano axial. Entretanto, também há registro da foliação (Sn) afetada por dobras apertadas a isoclinais, que evoluem para zonas de cisalhamento de rumo NE-SW, com mergulho íngreme para NW. Tais dobras e zonas de cisalhamento são aqui interpretadas como uma evolução contínua da mesma fase de deformação, visto que as dobras apresentam eixos e planos axiais semelhantes aos das dobras que geraram a foliação (Sn) e na foliação milonítica destas zonas de cisalhamento são observadas lineações de estiramento semelhantes às observadas nos planos da foliação (Sn). Tais características indicam campos de esforços tectônicos semelhantes para estas estruturas.

A segunda fase deformacional (Dn+1) foi responsável pelo redobramento das estruturas anteriores em dobras abertas com plano axial subvertical para WNW e ESE e eixos com inclinação suave para ENE, entretanto, sem o desenvolvimento de foliação regionalmente.

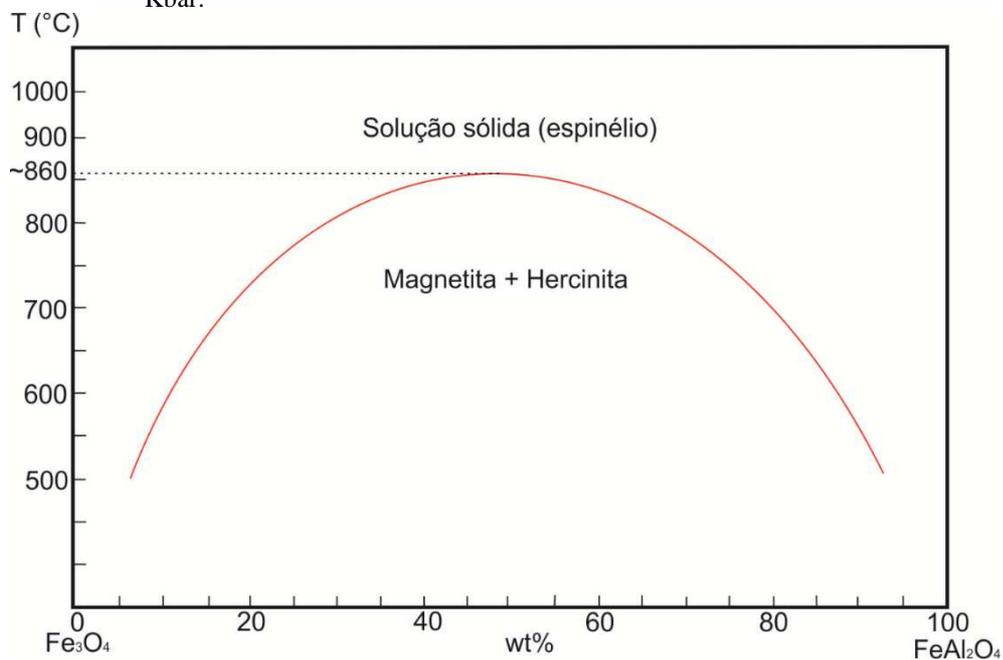
Através das análises petrográficas e microtectônicas foram identificadas ao menos quatro etapas (E1 a E4) metamórficas, cada uma caracterizada por paragêneses específicas para cada condição de temperatura e pressão, as quais foram calculadas, através de química mineral e microsonda, nas rochas metamórficas e metaultramáficas, rochas que são mais completas em termos de texturas que representam cada uma destas etapas.

Na FFSJM, a etapa E1 ocorreu em condições de fácies granulito, sendo representada pela formação de uma solução sólida entre magnetita-ilmenita-hercinita (uma titanomagnetita aluminosa), e o posterior desenvolvimento de ortopiroxênio (composição próximo a ferrosilita) (AZEVEDO, 2018) ao redor deste mineral. A etapa E2 é representada pela exsolução do espinélio e oxi-exsolução (AZEVEDO, 2018) da ilmenita na magnetita. As demais etapas (E3 e E4) não foram registradas na FFSJM.

Sob condições de altas temperaturas, existe completa miscibilidade entre os espinélios contendo  $\text{Fe}^{3+}$ , Al e Ti, no entanto, uma janela de miscibilidade surge em temperaturas mais baixas. Estudos experimentais revelam a existência de solução sólida completa entre  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$

(hercinita) e  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (magnetita) acima de  $860^\circ\text{C}$ , com o aumento da área de exsolução entre as duas fases abaixo desta temperatura (Figura 65) (TURNOCK; EUGSTER; 1962).

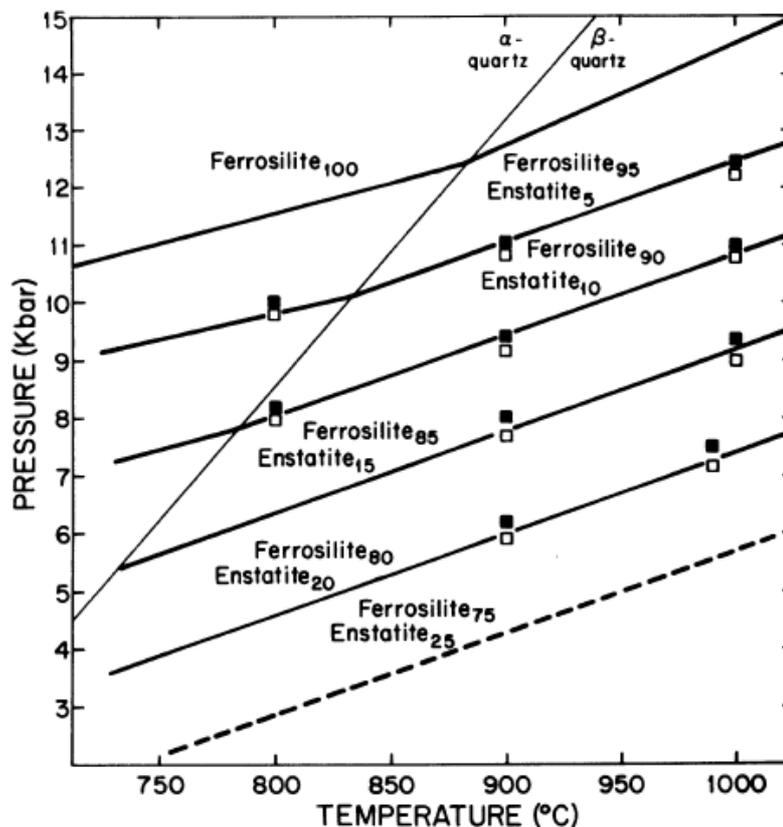
Figura 65 – Curva *solvus* para o sistema Magnetita-Hercinita, sob pressão fixa em 2 Kbar.



Fonte: Turnock; Eugster (1962), adaptado pela autora, 2018.

Já com relação ao ortopiroxênio da FFSJM, este possui uma média calculada para  $X_{\text{Fs}}$  de 74,85 e  $X_{\text{En}}$  de 24,57 (AZEVEDO, 2018). Bohlen, Wall e Boettcher (1983), complementando o trabalho de Bohlen e Boettcher (1981), recalcularam a curva de estabilidade da enstatita-ferrosilita com  $X_{\text{En}} = 25$ , a qual limita um campo de pressão entre 2 e 6 Kbar e de temperatura entre  $750^\circ$  e  $1000^\circ\text{C}$  para a formação do ortopiroxênio nas rochas da FFSJM (Figura 66).

Figura 66 – 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.

Assim a etapa E1 teria ocorrido em condições de temperatura entre 750°C e aproximadamente a 1.000°C e pressão entre 2 e 6 Kbar, compatíveis com as composições químicas do ortopiroxênio e da solução sólida entre magnetita-ilmenita-hercinita. Já o estágio E2 estaria associado à diminuição de temperatura abaixo de 860°C marcado pela desestabilização da solução sólida entre magnetita-ilmenita-hercinita e formação das exsoluções de espinélio e ilmenita na magnetita.

Na rocha metaultramáfica (THM-28-C) foi utilizada para cálculo termométrico a composição apenas do clinopiroxênio, que ocorre como relictos envolvidos pela hornblenda orientada segundo a foliação (Sn). O geotermômetro de Kretz (1982) apontou 792.22° C como temperatura média para a etapa E1, tendo como temperatura máxima 807.77° C e mínima 773.99° C. As demais etapas foram analisadas em anfíbolitos.

Para a etapa E2 inicial, o par hornblenda-plagioclásio, que definem a foliação (Sn) na amostra AFC-73-B, forneceu uma temperatura média de 801,55° C, com máxima em 850.12° C e mínima de 735.67° C. Quanto à pressão, foi calculada uma média de 5.59 kbar, sendo a mínima 4.70 kbar e máximo 6.17 kbar. Estes resultados estão de acordo com as condições estipuladas para a etapa E2 na FFSJM. Também indicam que o início da formação de assembleias retrometamórficas se deu, ainda, em condições de fácies granulito.

O final da etapa E2 é representado pela formação das coronas de granada (próximo da composição da almandina (Anexo 7). Neste momento, o resfriamento ocorreu sob pressão relativamente constante. A temperatura e pressão calculadas para este momento foram tomadas no centro dos cristais de hornblenda, sendo calculada uma temperatura média de 566.77 °C e pressão de 4.16 Kbar. A temperatura calculada é corroborada ainda pelo campo de estabilidade da almandina, que se dá por volta de 550-600° C, segundo Keesmann et al. (1971). Também observa-se biotita orientada segundo a foliação (Sn) substituindo a hornblenda, corroborando os dados acima, que mostram a etapa metamórfica contemporânea à principal fase de deformação (Dn), variando de facies granulito a anfíbolito.

O início da etapa E3 é representado pela formação de simplectitos de hornblenda e plagioclásio, localmente também piroxênio, entre cristais de plagioclásio e hornblenda gerados na etapa E2, texturas que indicam um momento em que se deu descompressão à uma temperatura relativamente constante. Entretanto, cálculos envolvendo estas fases não puderam ser conduzidos devido ao tamanho diminuto dos cristais nos simplectitos.

A etapa E4, representada pela substituição da hornblenda por cummingtonita-grunerita, indica um reaquecimento da rocha, assim representando a retomada à condições de mais alto grau metamórfico. Porém segundo Ghiorso et al (1995), para calcular condições de P-T para cummingtonita-grunerita são necessárias paragêneses que envolvem ortopiroxênio ou olivina. Nas rochas estudadas, a cummingtonita-grunerita substitui hornblenda do estágio E2, não estando em paragênese com outros minerais que possibilitem mensurar as condições de P-T neste estágio.

### 7.3 Sobre a geocronologia das rochas metamáficas e metaultramáfica e sua relação com a FFSJM

#### 7.3.1 Análises U-Pb

As 5 amostras de rochas metamáficas / metaultramáficas (AFC-29, AFC-67-B, AFC-15-I, AFC-15-J e AFC-15-K) apresentaram consistência nos dados geocronológicos em termos de herança, cristalização e metamorfismo, assim serão discutidos em conjunto.

Os grãos herdados apresentam idades principalmente paleoproterozoicas, entre 2.190 e 1.800, com maior porcentagem na amostra AFC-15-I, a qual está em contato direto com Magnetita Quartzitos. Além destes conjuntos a amostra AFC-15-K apresenta grãos herdados, de idades arqueanas (2.834 e 2.775Ma) e a amostra AFC-29 apresenta grãos herdados neoproterozoico (714 e 710Ma).

Quanto a idade de cristalização do protólito ígneo foi calculada uma idade concordante de  $641,5 \pm 2,9$ Ma com base em 6 grãos de zircão (AFC-29). As demais amostras tem poucos grãos para calcular idade de cristalização, mas apresentam idades de 664 a 640Ma, compatíveis com as idades dos grãos usados para calcular a idade da amostra AFC-29.

Já as bordas de sobrecrecimentos metamórficos e núcleos de grãos com idades semelhantes possibilitaram o cálculo de idades concordantes de metamorfismo de  $622 \pm 3$ Ma,  $620 \pm 4$ Ma,  $613,8 \pm 3,1$ Ma,  $599 \pm 2$ Ma,  $598 \pm 4$ Ma,  $587 \pm 7$ Ma e  $586 \pm 4$ Ma. Nas amostras AFC-15-K e AFC-67-B pode-se calcular ao menos duas idades de metamorfismo, uma no conjunto mais antigo entre 622 e 620Ma e outra no conjunto mais novo entre 599 e 598Ma.

As 3 amostras de rochas metassedimentares (THM-97Q, THM-40 e THM-18) também apresentam consistência entre si nos dados geocronológicos em termos de grãos detríticos, idades máximas de deposição e idades metamórficas, também sendo discutidas em conjunto..

As amostras THM-40 e THM-18 apresentam modas médias arqueanas (3.344Ma, 3.170Ma, 2.780Ma e 2.763Ma), paleoproterozoicas (2.452Ma, 2.440Ma, 2.271Ma e 2.156Ma), escassos grãos de idades mesoproterozoicas (1.267Ma e 1.117Ma) e modas médias neoproterozoica subordinadas (752Ma e 684Ma), sendo estas as modas mais novas em cada amostra, respectivamente. Já a amostra do Magnetita quartzito (THM-97Q) apresenta escassos grãos paleoproterozoico e mesoproterozoico (1.855Ma, 1.331Ma e 1.270Ma) e alta

concentração de grãos neoproterozoicos com três modas médias em 831Ma, 798Ma e 755Ma. As três amostras apresentam os grãos mais novos com 100% de concordância, com idades de 713+17Ma e 686±16Ma (THM-97Q), 704+25Ma e 702+41Ma (THM-40) e 701+19Ma e 687+31Ma (THM-18). Considerando as modas médias mais novas e os grãos detríticos mais novos de cada amostra pode-se considerar a idade 686Ma como a idade máxima de deposição para os sedimentos que geraram estas rochas metassedimentares.

Já as bordas de sobrecrecimentos metamórficos e núcleos de grãos com idades semelhantes possibilitaram o cálculo ao menos duas idades concordantes de metamorfismo nas três amostras. O metamorfismo mais antigo apresenta idades concordantes de 647+5Ma (THM-40), 642+7Ma (THM-97Q) e 640+2Ma (THM-18). Estas idades são compatíveis com as idades de cristalização das rochas metamáficas / metaultramáficas desta sequência metavulcanossedimentar. O metamorfismo mais novo apresenta idades concordantes de 609+2Ma (THM-97Q), 605+2Ma (THM-18) e 598+2Ma (THM-40). Estas idades são compatíveis com as idades de metamorfismo registradas nas rochas metamáficas / metaultramáficas da sequência.

As idades do metamorfismo mais antigo presente nas rochas metassedimentares (647 a 640Ma) semelhante a idade de cristalização do protólito ígneo das rochas metamáficas / metaultramáficas da sequência metavulcanossedimentar sugere que tal evento metamórfico pode estar relacionado ao próprio processo de rifteamento e formação da paleobacia na qual foram formadas as rochas metassedimentares com provável aquecimento devido ascensão da astenosfera em níveis crustais muito rasos, a partir da qual foram geradas as rochas metamáficas / metaultramáficas intercaladas nesta sequência. Este metamorfismo teria ocorrido em condições de facies granulito com pressões baixas a intermediárias e altas temperaturas, compatível com as características petrográficas do primeiro estágio metamórfico (E1). Já as idades do segundo evento metamórfico obtidas nas rochas metassedimentares com compatíveis com o metamorfismo registrado nas rochas metamáficas / metaultramáficas, entre 622 e 586Ma, indicando que foram eventos regionais que afetaram todo conjunto das rochas da sequência metavulcanossedimentar, provavelmente em condições de facies anfíbolito.

### 7.3.2 Análises Lu-Hf

As quatro amostras de rochas metamáficas e metaultramáfica (AFC-67-B, AFC-15-I, AFC-15-J e AFC-15-K) nas quais foram realizadas análises isotópicas de Lu-Hf apresentam características semelhantes, assim a interpretação a seguir foi feita para todas as amostras em conjunto.

As amostras AFC-15 (I, J e K) ocorrem em contato com a FFSJM, já a amostra AFC-67-B ocorre intercalada na unidade (Sillimanita)-granada-biotita gnaiss.

A amostra AFC-15-I, mais próxima da FFSJM, apresenta grande maioria de grãos com idades paleoproterozóicas e poucos neoproterozóicos, e as amostras AFC-15-J e AFC-15-K apresentam proporção inversa, predominando idades neoproterozóicas, e escassas idades paleoproterozóicas e arqueanas. Já a amostra AFC-67-B apresenta apenas grãos de idade neoproterozóica (vide Anexo 6).

Os grãos de idade paleoproterozóica, interpretados como herança, em sua grande maioria, apresentam  $\epsilon\text{Hf}(t)$  positivos, e baixa a moderada residência crustal, sugerindo origem em rochas oriundas de magmas juvenis. Já os poucos grãos arqueanos apresentam  $\epsilon\text{Hf}(t)$  negativo e residências crustais moderada a alta, sugerindo origem em rochas que sofreram retrabalhamento crustal.

Os grãos de idade neoproterozóica podem ser separados em dois conjuntos: o primeiro, interpretado como cristalização do protólito ígneo destas rochas (664 – 640 Ma); o segundo interpretado como idades de metamorfismo (inferiores a 628 Ma).

O primeiro conjunto apresenta 5 grãos com  $\epsilon\text{Hf}(t)$  positivos a negativos e residências crustais moderadas a altas.

O segundo grupo apresenta  $\epsilon\text{Hf}(t)$  positivos, com residência crustal baixa a moderada, até  $\epsilon\text{Hf}(t)$  fortemente negativos, com residência crustal muito elevada. Como as idades U/Pb destes grãos são correlatas aos eventos metamórficos da região, os grãos com residência crustal mais alta podem ser interpretados como herança, e aqueles com residência crustal mais baixa podem ser herança ou estar relacionados à cristalização do protólito destas rochas. Em ambos os casos, as idades originais destes grãos teriam sido “resetadas” nos eventos metamorfismo de alto grau do Neoproterozóico.

#### 7.4 Sobre as classificações para a FFSJM e novas ocorrências

Azevedo (2018) fez a distinção na FFSJM entre formações ferríferas homogêneas (FFH), cujo protólito poderia ter sido granular, formações ferríferas bandadas (FFB), cujo protólito poderia ter sido bandado, e formações ferríferas miloníticas, (FFM) em que o protólito poderia ter sido qualquer um dos supracitados, mas devido ao estiramento intenso, adquiriu a presente forma.

Um outro tipo de classificação, em fácies de formação ferrífera de James (1954), leva em consideração o mineral que contém ferro dominante. A fácies silicato, segundo o autor, contém silicatos de ferro como minerais de ferro dominantes, podendo conter óxidos de ferro subordinados. No trabalho de Azevedo (2018), algumas amostras analisadas da FFSJM continham consideráveis quantidades de silicatos de ferro (ferrosilita e almandina) associados à magnetita, sendo consideradas fácies mistas entre óxido e silicato. Em algumas amostras de “quartzito” deste trabalho foram encontrados cristais de ortopiroxênio e cavidades preenchidas por material avermelhado, que ao microscópio revelaram-se ser argilominerais associados a hidróxidos de ferro, possivelmente alteração de um mineral anterior rico em ferro, como o ortopiroxênio presente. Por este motivo, acredita-se que estas rochas sejam classificadas como fácies silicato da FFSJM, rochas estas que ocorrem no mesmo *trend* da FFSJM estudada por Azevedo (2018). Na região de Monumento/Cacaria, a NE da área de Azevedo (2018), foi encontrada novamente a fácies óxido da FFSJM, caracterizada por conter minerais opacos (principalmente magnetita) e quartzo, bandada ou não. Estas novas descobertas apontam a existência da FFSJM para além da área estudada inicialmente por Azevedo (2018).

Acerca da classificação paleoambiental, mantém-se neste trabalho a classificação em tipo Algoma Neoproterozoico tomada por Azevedo (2018), devido a associação com rochas metamáficas/ultramáficas e pelos novos dados geocronológicos discutidos acima e dispostos no artigo submetido à revista *Geologia USP – Série Científica* (Anexo 9). O ambiente tectônico no qual ocorreu a deposição dos sedimentos que formaram a FFSJM e a cristalização dos protólitos das rochas metamáficas/ultramáficas associadas provavelmente era uma bacia do tipo rifte de curta duração, desenvolvida durante os estágios finais da quebra do supercontinente Rodínia (aproximadamente 660 a 640Ma) e logo intrudida por rochas ácidas a intermediárias do Arco Magmático Serra do Piloto (635 a 614Ma) (HOFFMANN, 2022).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com a interpretação em conjunto de todo o trabalho, incluindo campo, petrografia e litogeoquímica (AZEVEDO et al 2022), geocronologia (AZEVEDO et al, submetido) e termobarometria, pode-se chegar às seguintes conclusões:

- a) A FFSJM não ocorre restrita à região entre Mangaratiba e Rio Claro -RJ, se estendendo para NE e SW, nas cartas topográficas Piraí, Cunhambebe e Parati, o que leva a suposição de que ela ocorra também para além do Estado do Rio de Janeiro.
- b) A FFSJM ocorre tanto como fácies óxido (JAMES, 1954), tendo como mineral contendo ferro predominante magnetita titanífera, como fácies silicato, tendo ferrossilita e almandina, silicatos de ferro (intemperizados ou não), como minerais predominantes contendo ferro.
- c) A área de estudo possui uma sequência litológica semelhante àquela descrita para o Complexo Costeiro (BISTRICHI et al., 1981) no Estado de São Paulo, o que leva a possibilidade das rochas estudadas no presente trabalho pertencerem à esta unidade.
- d) A área foi afetada por dois eventos de deformação dúctil, Dn e Dn+1, sendo a fase Dn a principal, e identificadas quatro etapas metamórficas, em especial nas rochas metamáficas e metaultramáficas. A primeira etapa metamórfica (E1) registra o pico metamórfico em fácies granulito, o qual atingiu uma temperatura média de 792.22 °C, e teria ocorrido pré a cedo sin-Dn. A segunda etapa (E2) é caracterizada por assembleias retrometamórficas, com a substituição de piroxênios por hornblenda que ocorre orientada segundo a foliação (Sn), indicando ser sin-Dn em condições iniciais ainda de facies granulito, com temperatura média de 801.55° C e 5.59 Kbar de pressão. Esta etapa evolui no final para um resfriamento sob pressão constante indicado por textura coronítica de granada (com composição próxima da almandina) entre a hornblenda e o plagioclásio, podendo ser calculada temperatura de 566.77° C e pressão de 4.16 Kbar. A etapa E3 é caracterizada pela formação de simplectitos de hornblenda e plagioclásio, que indicam descompressão isotérmica, tardi-Dn, possivelmente associada ao colapso de orogênico. A etapa E4, caracterizada

pela substituição da hornblenda por cummingtonita-grunerita, indica a ressurgência de condições de mais alto grau metamórfico, com aumento da temperatura, possivelmente relacionado a um novo evento colisional.

e) Corrobora-se a interpretação da FFSJM como tipo Algoma Neoproterozóico, principalmente por sua associação direta a rochas metamáficas e metaultramáficas observadas em campo, idades apresentadas e evidências geoquímicas que suportam esta interpretação (ver artigo publicado no Anexo IX) As idades U/Pb das rochas metamáficas / metaultramáficas destas rochas, incluindo o anfíbolito analisado por Hoffmann (2022), indicam idade de cristalização do protólito ígneo entre 664 e 640 Ma, com idade concordante em  $639 \pm 2.5$  Ma para o anfíbolito da amostra AFC-29. Já as rochas metassedimentares apresentam o intervalo de 713 a 687 Ma como idade máxima de deposição dos sedimentos que a formaram, o que pode ser interpretado também como a idade neoproterozóica de precipitação da FFSJM.

f) As rochas metassedimentares apresentam idades de ao menos 2 eventos metamórficos, o mais antigo entre 647 e 640 Ma, contemporâneo à cristalização das rochas metamáficas / metaultramáficas, e o mais novo entre 609 e 598 Ma. Já as rochas metamáficas / metaultramáficas apresentam idades metamórficas entre 622 e 586 Ma. Estas idades metamórficas mais novas estão registradas em todas as rochas analisadas provavelmente representando eventos metamórficos regionais associados a eventos colisionais. Entretanto as idades entre 622 e 613 Ma poderiam ainda estar relacionadas a aquecimento causado pelas intrusões finais das rochas do Arco Magmático Serra do Piloto, com idades de cristalização entre 635 e 614 Ma (HOFFMANN, 2022), em períodos transicionais de estágio convergente para colisional.

g) Assim, as idades de metamorfismo entre 647 e 640 Ma poderiam estar relacionadas à etapa E1, quando a cristalização de amplos corpos ígneos máficos / ultramáfico alojados em ambiente extensional teriam transferido calor para as rochas metassedimentares causando metamorfismo em fácies granulito em pressão baixa a intermediária. As idades metamórficas entre 622 e 598 Ma poderiam estar relacionadas as etapas E2, contemporâneas a deformação principal e E3, tardi deformação principal. Já as idades metamórficas mais novas, abaixo de 587 Ma, poderiam estar relacionadas a um novo evento colisional, com retomada do aumento da temperatura.

h) Considerando a interpretação de Trouw et al (2013) para a área de estudo como fazendo parte da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira, os 3 conjuntos de idades metamórficas poderiam se relacionar regionalmente a: um metamorfismo em ambiente extensional pré colisão (647 a 640 Ma); um evento metamórfico regional associado a transição de estágio convergente para colisional (622 a 598Ma); e um segundo evento colisional (inferiores a 587Ma). Considerando os dados estruturais com movimentação de topo para NE na fase deformacional principal, interpretam-se aqui os dois primeiros eventos metamórficos como associado a evolução da Faixa Brasília em porção mais meridional e as idades metamórficas mais novas associadas a evolução da Faixa Ribeira, nesta zona de interferência.

## REFERÊNCIAS

- ABBOTT, D.; ISLEY, A. Oceanic upwelling and mantle-plume activity: Paleomagnetic tests of ideas on the source of the Fe in early Precambrian iron formations. *Geological Society of America Special Paper*, McLean, v. 352, p. 323-339, jan. 2001. Doi: 10.1130/0-8137-2352-3.323.
- 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. Doi: 10.1016/j.precamres.2009.03.002.
- 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. Doi: 10.1016/0012-8252(81)90003-9.
- ALTERMANN, W.; SCHOPF, J. W. Microfossils from the Neoproterozoic Campbell Group, Griqualand West sequence of the Transvaal Supergroup, and their paleoenvironmental and evolutionary implications. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 75, n. 1-2, p. 65-90, nov. 1995. Doi: 10.1016/0301-9268(95)00018-z.
- 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, set. 2007. Doi: 10.1126/science.1140325.
- ANBAR, A. D.; HOLLAND, H. D. The photochemistry of manganese and the origin of banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.L.], v. 56, n. 7, p. 2595-2603, jul. 1992. Doi: 10.1016/0016-7037(92)90346-K.
- ANDRÉ, J. L. F.; VALLADARES, C. S.; DUARTE, B. P. Granulitos Arqueanos na Região de Mangaratiba (RJ): Significado Tectônico. *Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ*, Rio de Janeiro, v. 41, n. 3, p. 531-547, 2018. Doi: 10.11137/2018\_3\_531\_547.
- 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, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2016.
- AZEVEDO, A. F. C.; NUNES, R. P. M.; MENDES, J. C. A Formação Ferrífera São João Marcos: um exemplo de formação ferrífera tipo Algoma Neoproterozoico no Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Geologia USP, Série científica*, São Paulo, v. 22, n. 4, p. 2-43, dez. 2022. Doi: 10.11606/issn.2316-9095.v22-194123.
- BABINSKI, M.; TASSINARI, C. C.; NUTMAN, A. P.; SATO, K.; MARTINS, P. R.; IYER, S. S. U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from the basement of the Embu complex, Ribeira fold belt Brazil: Indications of ~1.3-1.4 Ga Pb-Pb and Rb-Sr “isochron” ages of no

geological meaning. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3, Pucon. *Extended abstracts*. Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, 2001.

BALDWIN, G. J.; NÄGLER, T. F.; GREBER, N. D.; TURNER, E.C.; KAMBER, B.S. Mo isotopic composition of the mid-Neoproterozoic Ocean: an iron formation perspective. *Precambrian Research*, [S.L], v. 230, p. 168-178, jun. 2013. Doi: 10.1016/j.precamres.2013.02.011.

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. *Canadian Journal of Earth Sciences*, [S.L.], v. 49, n. 2, p. 455-476, jan. 2012. Doi: 10.1139/e11-066.

BARGHOORN, E. S.; TYLER, S. A. Microorganisms from Gunflint Chert. *Science*, [S.L], v. 147, n. 3658, p. 563-575, fev. 1965. Doi: 10.1126/science.147.3658.563.

BARLEY M. E; PICKARD A. L.; SYLVESTER P. J. Emplacement of a large igneous province as a possible cause of banded iron formation 2.45 billion years ago. *Nature*, London, v. 385, p. 55-58, jan. 1997. Doi: 10.1038/385055a0.

BARLEY, M. E.; BEKKER, A.; KRAPEŽ, B. Late Archean to early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.L.], v. 238, n. 1-2, p. 156-171, set. 2005. Doi: 10.1016/j.epsl.2005.06.062.

BARLEY, M. E.; KRAPEŽ, B.; GROVES, D. I.; KERRICH, R. The Late Archaean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity *Precambrian Research*, [S.L.], v. 91, n. 1-2, p. 65-90, ago. 1998. Doi: 10.1016/S0301-9268(98)00039-4.

BATOLLA-JUNIOR, F.; SILVA, A. T. S. F.; ALGARTE, J. P. O pré-cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e oeste-nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. *Atas...* São Paulo, SBG, v.1, p.94-108, 1981.

BAU, M.; MÖLLER, P. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron-formations and the evolution of the terrestrial atmosphere–hydrosphere–lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.L.], v. 57, n. 10, p. 2239-2249, maio 1993. Doi: 10.1016/0016-7037(93)90566-F.

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*, McLean, v. 105, n. 3, p. 467-508, maio 2010. Doi: 10.2113/econgeo.107.2.379.

BEKKER, A.; PLANAVSKY, N.; RASMUSSEN, B.; KRAPEZ, B.; HOFMANN, A.; SLACK, J.; ROUXEL, O.; KONHAUSER, K. Iron Formations: Their Origins and Implications for Ancient Seawater Chemistry. In: HOLLAND, H.; TUREKIAN, K. (Eds.). *Treatise on Geochemistry*. Netherlands: Elsevier, 2014. Vol. 9, p. 561-628.

BEUKES, N. J.; GUTZMER, J. Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary. *Reviews in Economic Geology*, [S.L.], v. 15, p. 5-47, jan. 2008. Doi: <https://doi.org/10.5382/Rev.15.01>.

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. Doi: 10.1016/0301-9268(90)90033-m.

BISTRICHI, C. A.; CARNEIRO, C. D. R.; DANTAS, A. S. L.; PONÇANO, W. L.; CAMPANHA, G. A. C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M. A.; STEIN, D. P.; MELO, M. S.; CREMONINI, A. C. 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000*. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1981. Nota explicativa.

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. Doi: 10.1016/j.precamres.2009.03.003.

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, ago. 1972. Doi: 10.2113/gsecongeo.67.5.682.

BRATERMAN, P. S.; CAIRNS-SMITH, A. G. Photoprecipitation and the BIFs - some quantitative aspects. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, [S.L.], v. 16, n. 3-4, p. 190-191, 1986.

BRATERMAN, P. S.; CAIRNS-SMITH, A. G.; SLOPER, R. W. Photo-oxidation of hydrated  $Fe^{2+}$  - significance for banded iron formations. *Nature*, London, v. 303, n. 5913, p. 163-164, maio 1983. Doi: 10.1038/303163a0.

BREITKOPF, J. H. Iron formations related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 38, n. 2, p. 111-130, fev. 1988. Doi: 10.1016/0301-9268(88)90087-3.

CAIRNS-SMITH, A. G. Precambrian solution photochemistry, inverse segregation, and banded iron formations. *Nature*, London, v. 276, p. 807-808, dez. 1978. Doi: 10.1038/276807a0.

CAMPANHA, G. A. C.; ENS, H. H. Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP. *Geologia USP, Série científica*, São Paulo, v. 27, p. 41- 49, 1996.

CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 97, n. 1-2, p. 3-26, ago 1999. Doi: 10.1016/S0301-9268(99)00010-8.

CAMPOS NETO, M. C.; 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. Doi: 10.1029/1999tc900065.

CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A.; BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira*

de *Geociências*, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 47-60, 1 dez. 2007. Doi: 10.25249/0375-7536.200737s44760.

CAMPOS NETO, M. C.; CIOFFI, C. R.; MORAES, R.; MOTTA, R. G.; SIGA Jr., 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, 2010. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.010>.

CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, G. A. J.; VASCONCELOS, P. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Geologia USP, Série Científica*, São Paulo, v. 4, n. 1, p. 13-40, 2004. Doi: 10.5327/S1519-874x2004000100002

CAMPOS NETO, M.C.; JANASI, V.A.; BASEI, M.A.; SIGA Jr, O. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4-suplemento, p. 47-60, 2007.

CARAZZO, G., JELLINEK, A. M., TURCHYN, A. V. The remarkable longevity of submarine plumes: implications for the hydrothermal input of iron to the deep-ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.L.], v. 382, p. 66-76, nov. 2013. Doi: 10.1016/j.epsl.2013.09.008.

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, maio 1968. Doi: 10.1126/science.160.3829.729.

CLOUD, P. E., JR. Significance of Gunflint (Precambrian) microflora; Photosynthetic oxygen may have had important local effects before becoming a major atmospheric gas. *Science*, [S.L.], v. 148, n. 3666, p. 27-35, abr. 1965. Doi: 10.1126/science.148.3666.27.

CLOUD, P. Paleogeological significance of banded iron-formation. *Economic Geology*, [S.L.], v. 68, n. 7, 1135-1143, nov. 1973. Doi: 10.2113/gsecongeo.68.7.1135

CONDIE, K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, [S.L.], v. 104, n. 1-4, p. 1-37, fev. 1993. Doi: 10.1016/0009-2541(93)90140-E.

CONDIE, K.C.; DES MARAIS, D. J; ABBOTT, D. Precambrian superplumes and supercontinents: A record in black shales, carbon isotopes and paleoclimates? *Precambrian Research*, [S.L.], v. 106, n.3-4, p. 239-260, mar. 2001. Doi: 10.1016/S0301-9268(00)00097-8.

CORFU, F.; HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O.; KINNY, P. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Chantilly, v. 53, n. 1, p. 469-500, 2003. Doi: 10.2113/0530469.

CZAJA, A. D.; JOHNSON, C. M.; RODEN, E. E.; BEARD, B. L.; VOEGELIN, A. R.; NÄGLER, T. F.; BEUKES, N. J.; WILLE, M. Evidence for free oxygen in the Neoproterozoic

Ocean based on coupled iron–molybdenum isotope fractionation. *Geochimica et Cosmochimica acta*, [S.L.], v. 86, p. 118-137, jun. 2012. Doi: 10.1016/j.gca.2012.03.007.

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. Doi: 10.1016/0009-2541(92)90137-t.

De BAAR, H. J. W.; 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. Doi: 10.1016/0016-7037(85)90089-4.

De BAAR, H. J. W.; de JONG, J. T. M. Distributions, sources and sinks of iron in seawater. In: TURNER, D., HUNTER, K.A. (Eds.). *The Biogeochemistry of Iron in Seawater*. New York: John Wiley & Sons, 2001. p. 123-253.

DHUIE, B.; WUESTEFELD, A.; HAWKESWORTH, C. J. Emergence of continental crust about 3 billion years ago. *Nature Geoscience*, London, v. 8, p. 552-555, jun. 2015. Doi: 10.1038/ngeo2466.

DIAS-NETO, C. M. *Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo*. 2001. 160 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001. Doi: 10.11606/T.44.2001.tde-30092013-151641.

DIAS-NETO, C.; FONSECA, P. E. MUNHÁ, J.; SILVA, E.; RIBEIRO, A. A estrutura em flor (*flower structure*) do Complexo Costeiro (Faixa Ribeira) em São Sebastião (São Paulo, Brasil). *Cadernos do Laboratorio. Xeolóxico de Laxe*, La Curuña, v. 31, p. 105-125, 2006.

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

DIMROTH, E. Paleo-environment of iron-rich sedimentary rocks. *Geologische Rundschau.*, [S.L.], v. 64, p. 751-767, dez. 1975. Doi: 10.1007/BF01820694.

DODD, M. S.; PAPINEAU, D.; GRENNE, T.; SLACK, J. F.; RITTNER, M.; PIRAJNO, F.; O'NEIL, J.; LITTLE, C. T. S. Evidence for early life in Earth's oldest hydrothermal vent precipitates. *Nature*, London, v. 543, p 60-64, mar. 2017. Doi: 10.1038/nature21377.

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. Doi: 10.1016/0301-9268(88)90022-8.

EYLES, N.; JANUSZCZAK, N. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, [S.L.], v. 65, n. 1-2, p. 1-73, mar. 2004. Doi: 10.1016/S0012-8252(03)00080-1.

FERNANDES, A. J. *O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. 1991. 120 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991. Doi: 10.11606/D.44.1991.tde-29082013-160727.

- FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W. E. (Ed.). *Classification of Carbonate Rocks: A Symposium*. [S.L.]: American Association of Petroleum Geologists, 1962. v. 1, p. 62-84.
- FRANCOIS, L. M. Extensive deposition of banded iron formations was possible without photosynthesis. *Nature*, London, v. 320, p. 352-354, mar. 1986. Doi: 10.1038/320352a0.
- FRANKLIN, J. M.; GIBSON, H. L.; GALLEY, A. G.; JONASSON, I. R. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: HEDENQUIST, J.W.; THOMPSON, J. F. H.; GOLDFARB, R. J.; RICHARDS, J. P. (Eds.). *Economic Geology 100th Anniversary*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Inc, 2005. v. 1905-2005, p. 523-560.
- FREI, R. 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. Doi: 10.1016/j.gr.2012.06.004.
- FRYER, B. J.; FYFE, W. S.; KERRICH, R. Archean volcanogenic oceans. *Chemical Geology*, [S.L.], v. 24, n. 1-2, p. 25-33, jan. 1979. Doi: 10.1016/0009-2541(79)90010-X.
- 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, nov. 1973. Doi: 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. Doi:10.1016/s0301-9268(02)00140-7.
- GAUCHER, C.; FINNEY, S. C.; POIRÉ, D. G.; VALENCIA, V. A.; GROVE, M.; BLANCO, G.; PAMOUKAGHLIÁN, K.; PERAL, L. G. 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. Doi: 10.1016/j.precamres.2008.07.006.
- GAUCHER, C.; SIAL, A. N.; FREI, R. Chemostratigraphy of Neoproterozoic banded iron formations (BIF). *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications*, [S.L.], p. 433-449, 2015. Doi: 10.1016/b978-0-12-419968-2.00017-0.
- GAUCHER, C.; SPRECHMANN, P.; MONTAÑA, J. New advances on the geology and paleontology of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group of the Nico Perez Terrane of Uruguay. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie*, Monatshefte, v. 2, p. 106-118, 1998.
- GERMAN, C. R. Heat, volume and chemical fluxes from submarine venting: a synthesis of results from the Rainbow hydrothermal field, 36°N MAR. *Deep-Sea Research part I: Oceanographic research papers*, [S.L.], v. 57, n. 4, p. 518-527, abr. 2010. Doi: 10.1016/j.dsr.2009.12.011.
- GERMAN, C. R.; SEYFRIED, W.E., JR. Hydrothermal processes. In: HOLLAND, H. D.; TUREKIAN, K. K. (Eds.). *Treatise of Geochemistry*. 2ª ed. San Diego, CA: Elsevier, 2014. v. 8., p. 191-233.

GOLE, M. J.; KLEIN, C. Banded Iron-Formations through Much of Precambrian Time. *The Journal of Geology*, Chicago, v. 89, n. 2, p. 169-183, mar. 1981. Doi: 10.1086/628578.

GOODE, A. D. T.; HALL, W. D. M.; BUNTING, J. A. The Nabberu basin of Western Australia. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Eds.). *Iron-formation: Facts and Problems*. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 1983. p. 295-323.

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. Doi: 10.1016/0016-7037(84)90298-9.

GROSS, G. A. A classification for iron deposits in Canada. *Canadian Mining Journal*, [S.L.], v. 80, n. 10, 1959.

GROSS, G. A. A classification of iron formations based on depositional environments. *The 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*, [S.L.], v. 20, n. 2-4, p. 171-187, jun. 1983. Doi: 10.1016/0301-9268(83)90072-4.

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

HADDAD, R. C. *Batólito granitoide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG): um exemplo do magmatismo cálcio-alcalino potássico neoproterozoico no sudeste brasileiro*. 1995. 292 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995. Doi: 10.11606/T.44.1995.tde-03062015-134235.

HALL, W. D. M.; GOODE, A. D. T. The Early Proterozoic Nabberu Basin and associated iron formations of western Australia. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 7, n. 2, p. 129-184, set. 1978. Doi: 10.1016/0301-9268(78)90031-1.

HAN, T. M.; RUNNEGAR, B. Megascopic eukaryotic algae from the 2.1-billion-year-old Negaunee Iron-Formation, Michigan. *Science*, [S.L.], v. 257, n. 5067, p. 232-235, jul. 1992. Doi: 10.1126/science.1631544.

HARTMAN, H. The evolution of photosynthesis and microbial mats: a speculation on the banded iron formations. In: COHEN, Y.; CASTENHOLZ, R. W.; HALVORSON, H. O. (Eds.). *Microbial Mats: Stromatolites*. New York: Alan R. Liss, 1984. p. 449-453.

HASUI, Y.; DANTAS, A. S. L.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICH, C. A. O embasamento Pré-Cambriano e EoPaleozóico em São Paulo. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DE SÃO PAULO. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1.500.000*. São Paulo: IPT, v.1, p. 12-45, 1981. (Publicação, 1184).

HEAMAN, L. M. Global mafic volcanism at 2.45 Ga: remnants of an ancient large igneous province? *Geology*, [S. l.], v. 25, n. 4, p. 299-302, abr. 1997. Doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0299:GMMAGR>2.3.CO;2.

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. *Geologia da folha Volta Redonda SF.23-Z-A-V (1:100.000)*. Rio de Janeiro/São Paulo: UERJ/CPRM, 181p. 2007. Relatório técnico.

HEILBRON, M. C. L.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. C. H. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro: CPRM, 2016.

HEILBRON, M.; 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. Doi: 10.1016/j.precamres.2010.02.002.

HEILBRON, M.; 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. Doi: 10.1016/s0301-9268(03)00082-2.

HEILBRON, M., VALERIANO, C. M.; PEIXOTO, C.; TUPINAMBÁ, M.; NEUBAUER, F.; DUSSIN, I.; CORRALES, F.; BRUNO, H.; LOBATO, M.; ALMEIDA, J. C. H.; SILVA, L. G. E. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 103, 102710, nov. 2020. Doi: 10.1016/j.jsames.2020.102710.

HEILBRON, M.; 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, Special Publications*, London, v. 294, n. 1, p. 211-237, 2008. Doi: 10.1144/sp294.12.

HEILBRON, M.; 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, jan. 2000. Doi: 10.1029/gm115p0001.

HEILBRON, M.; 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.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; VALERIANO, C. M. ARMSTRONG, R.; EIRADO-SIVA; MELO, R. S.; SIMONETTI, A.; SOARES, A. C. P.; MACHADO, N. The serra da Bolívia Complex: the record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira Belt. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 238, p. 158-175, nov. 2013. Doi: 10.1016/j.precamres.2013.09.014.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. V.; PEIXOTO, C.; TUPINAMBÁ, M.; NEUBAUER, F.; DUSSIN, I.; CORRALES, F.; BRUNO, H.; LOBATO, M.; ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO, L. G. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.l.], v. 103, 102710, 2020. Doi: 10.1016/j.jsames.2020.102710.

HEUBECK, C. An early ecosystem of Archean tidal microbial mats (Moodies Group, South Africa, ca. 3.2 Ga). *Geology*, [S.L.], v. 37, n. 10, p. 931-934, out. 2009. Doi: 10.1130/G30101A.1.

HOFFMAN, P. F.; KAUFMAN, A. J.; HALVERSON, G. P.; SCHRAG, D. P. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, [S.L.], v. 281, n. 5381, p. 1342-1346, ago. 1998. Doi: 10.1126/science.281.5381.1342.

HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nova*, [S.L.], v. 14, n. 3, p. 129-155, jun. 2002. Doi: 10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x

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) – Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

HOFFMANN, T. H. S. *Caracterização Geocronológica e Metamórfica dos Complexos Embu/Paraíba do Sul e Costeiro na Região Sudoeste do Estado do Rio de Janeiro*. 2022. 243 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

HOLLAND, H. D. *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans*. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1984. 598p.

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. Doi: 10.2113/gsecongeo.68.7.1169.

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. Doi: 10.1016/s0012-821x(04)00034-2.

HYDE, W. T.; CROWLEY, T. J.; BAUM, S. K.; PELTIER, W. R. Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, London, v. 405, p. 425-429, maio 2000. Doi: 10.1038/35013005.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Piraí (Folha SF-23-Z-A-VI-1)*. Rio de Janeiro, 1979. Escala: 1:50.000.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Mangaratiba (Folha SF-23-Z-A-V-4)*. Rio de Janeiro, 1973. Escala: 1:50.000.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Cunhambebe (Folha SF-23-Z-A-V-3)*. Rio de Janeiro, 1973. Escala: 1:50.000.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Parati (Folha SF-23-Z-C-I-2)*. Rio de Janeiro, 1974. Escala: 1:50.000.

ISLEY, A. E. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation. *The Journal of Geology*, [S.L.], v. 103, n. 2, p. 169-185, mar. 1995. Doi: 10.1086/629734.

ISLEY, A. E.; ABBOTT, D. H. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. *Journal of Geophysical Research*, [S.L.], v. 104, n. B7, p. 15461-15477, jul. 1999. Doi: 10.7916/D8RF5TSG.

JAMES, H. Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. In: FLEISCHER, M. (Ed.). *Data of Geochemistry*. 6<sup>a</sup>. 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. Doi: 10.2113/gsecongeo.49.3.235.

JANASI, V. A.; ULBRICH, H. H. G. J. Inventário bibliográfico de granitos do Estado de São Paulo. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, Publicação Especial, n. 11, 1992. Doi: 10.11606/issn.2317-8078.v0i11p01-253.

JAVAUUX, E. J. Early eukaryotes in Precambrian oceans. In: GARGAUD M, LOPEZ-GARCIA, P.; MARTIN, H. (Eds.) *Origins and Evolution of Life: An Astrobiological Perspective*. Cambridge: Cambridge University Press.2011. p. 414-449.

KEESMANN, I.; MATTHES, S. SCHREYER, W.; SEIFERT, F. Stability of almandine in the system FeO-(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-(H<sub>2</sub>O) at elevated pressures. *Contrib. to Mineral. Petrol.*, v. 31, p. 132-144, jun. 1971. Doi: 10.1007/BF00373456.

KENDALL, B.; REINHARD, C. T.; LYONS, T. W.; KAUFMAN, A. J.; POULTON, S. W.; ANBAR, A. D. Pervasive oxygenation along Late Archaean ocean margins. *Nature Geoscience*, London, v. 3, p. 647-652, ago. 2010. Doi: 10.1038/ngeo942.

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

KIMBERLEY, M. M. Paleoenvironmental classification of iron formations. *Economic Geology*, [S.L.], v. 73, n. 2, p. 215-229, abr. 1978. Doi: 10.2113/gsecongeo.73.2.215.

KIRSCHVINK, J. L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: The SnowballEarth. In: SCHOPF, J. W.; KLEIN, C. (Eds.). *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge: Cambridge U. Press, 1992. p. 51-52.

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, out. 2005. Doi: 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, nov. 1989. Doi: 10.2113/gsecongeo.84.7.1733.

KLEIN, C.; 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, maio 1993. Doi: 10.2113/gsecongeo.88.3.542.

KLEIN, C.; BEUKES, N. J.; SCHOPF, J. W. Filamentous microfossils in the early Proterozoic Transvaal Supergroup: their morphology, significance, and paleoenvironmental setting. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 36, n. 1, p. 81-94, maio 1987. Doi: 10.1016/0301-9268(87)90018-0.

KLEIN, C.; 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. Doi: 10.2113/gsecongeo.99.6.1233.

KLEIN, C.; LADEIRA, E. A. Geochemistry and petrology of some Proterozoic banded iron-formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, [S.L.], v. 95, n. 2, p. 405-428, mar. 2000. Doi: 10.2113/gsecongeo.95.2.405.

KNOLL, A. H.; BARGHOORN, E. S. Archean microfossils showing cell division from the Swaziland System of South Africa. *Science*, [S.L.], v. 198, n. 4315, p. 396-398, out. 1977. Doi: 10.1126/science.198.4315.396.

KNOLL, A. H.; JAVAUX, E.J.; HEWITT, D.; COHEN, P. Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society Series B*, [S.L.], v. 361, p. 1023-1038, maio 2006. Doi: <https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1843>.

KONHAUSER, K. O. Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event. *Nature*, London, v. 458, n. 7239, p. 750-753, abr. 2009. Doi: 10.1038/nature07858.

KONHAUSER, K. O. PLANAVSKY, N. J.; HARDISTY, D. S.; ROBBINS, L. J.; WARCHOLA, T. J.; HAUGAARD, R.; LALONDE, S. V.; PARTIN, C. A.; OONK, P. B. H.; TSIKOS, H.; LYONS, T. H.; BEKKER, A.; JOHNSON, C. M. Iron formations: a global record of neoarchean to palaeoproterozoic environmental history. *Earth-Science Reviews*, [S.L.], v. 172, p. 140-177, set. 2017. Doi: 10.1016/j.earscirev.2017.06.012.

KRAPEZ, B.; BARLEY, M. E.; PICKARD, A. L. Hydrothermal and resedimented origins of the precursor sediments to banded iron formations: Sedimentological evidence from the early Palaeoproterozoic Brockman Supersequence of Western Australia. *Sedimentology*, [S.L.], v. 50, p. 979-1011, set. 2003. Doi: 10.1046/j.1365-3091.2003.00594.x.

KRETZ, R. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, n. 3, p. 411-421, mar 1982. Doi: 10.1016/0016-7037(82)90232-0.

LANIER, W. P. Approximate growth rates of Early Proterozoic microstromatolites as deduced by biomass productivity. *Palaios*, [S.L.], v. 1, n. 6, p. 525-542, dez. 1986. Doi: 10.2307/3514705.

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, Curitiba. *Anais...* Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008. CD de resumos.

LOTTERMOSER, B. G.; ASHLEY, P. M. Geochemistry and exploration significance of ironstones and barite-rich rocks in the Proterozoic Willys ma Supergroup, Olary Block, South Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, [S.L.], v. 57, n.1-3, p. 57-73, dez.1996.

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, dez. 2002. Doi: 10.25249/0375-7536.2002324567578.

MAFFRA, C. Q. T. *Geologia estrutural do embasamento cristalino na região de São Sebastião, SP: evidências de um domínio transpressivo*. 133 p. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, 2000.

MANTOVANI, M. M.; QUINTAS, M. C. L.; SHUKOWSKY, W.; BRITO-NEVES, B. B. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. *Episodes*, [S.L.], v. 28, n. 1, p. 18-22, mar. 2005. Doi: 10.18814/epiugs/2005/v28i1/002.

MEHNERT, K. R. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1968.

MEIRA, V. T.; GARCIA-CASCO, A.; HYPPOLITO, T.; JULIANI, C.; SCHORSCHER, J. H. D. Tectono-metamorphic evolution of the central Ribeira belt, Brazil: A case of late neoproterozoic intracontinental orogeny and flow of partially molten deep crust during the assembly of west Gondwana. *Tectonics*, v. 38, n. 8, p. 3182-3209, ago. 2019. Doi: 10.1029/2018TC004959.

MOREY, G. B. Animikie Basin, Lake Superior region, U.S.A. In: TRENDALL, A.F.; MORRIS, R. C. (Eds.). *Iron-formations: Facts and problems*. Amsterdam: Elsevier, 1983. p. 13-67.

MORRIS, R.C. Genetic modelling for banded ironformation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 60, n. 1-4, p. 243-286, jan. 1993. Doi: 10.1016/0301-9268(93)90051-3.

NASCIMENTO, R. S. C.; SIAL, A. N.; PIMENTEL, M. M. C- and Sr-isotope systematics applied to Neoproterozoic marbles of the Seridó belt, northeastern Brazil. *Chemical Geology*, [S.L.], v. 237, n; 1-2, p. 191-210, fev. 2007. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.06.017.

NOFFKE, N.; ERIKSSON, K. A; HAZEN, R. M.; SIMPSON, E. L. A new window into early Archean life: microbial mats in Earth's oldest siliciclastic tidal deposit (3.2 Ga Moodies Group, South Africa). *Geology*, [S.L.], v. 34, n. 4, p. 253-256, abr. 2006. Doi: 10.1130/G22246.1.

NUTMAN, A.P.; BENNETT, V. C.; FRIEND, C. R. L.; VAN KRANENDONK, M. J.; CHIVAS, A. R. Rapid emergence of life shown by discovery of 3,700-million-year-old microbial structures. *Nature*, London, v. 537, p. 535-538, ago. 2016. Doi: doi.org/10.1038/nature19355.

OHMOTO H. Chemical and biological evolution of early Earth: Constraints from banded iron-formations. In: OHMOTO, H.; KESSLER, S. K. (Eds.). *Evolution of the Atmosphere*,

*Hydrosphere, and Biosphere on Early Earth: Constraints from Ore Deposits*. Boulder, CO: Geological Society of America, 2006. v. 198, p. 291-331.

OJAKANGAS, R.W. Tidal deposits in the Early Proterozoic basin of the Lake Superior region – the Palms and the Pokegama Formations: Evidence for subtidal shelf deposition of Superior type banded iron formation. In: MEDARIS, L.G., JR. (Ed.), *Early Proterozoic Geology of the Great Lakes Region*. Minnesota: Geological Society of America Memoirs, 1983. v. 160, p. 49-66.

PACIULLO, F. V. P. 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. Doi: 10.25249/0375-7536.2000301200202.

PACIULLO, F. V. P.; TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. Geologia da folha Andrelândia 1:100000. In: PEDROSA SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. *Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas*. Belo Horizonte: COMIG, 2003, v. 1, p. 84-120.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R. R.; TROUW, R. A. J. The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, v. 1, p. 200-202, mar. 2000.

PASSARELLI, C. R. *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. 254 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001. Doi: 10.11606/T.44.2001.tde-03022014-155518.

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. Doi: 10.1016/j.precamres.2009.03.014.

PECOITS, E.; SMITH, M. L.; CATLING, D. C.; PHILIPPOT, P.; KAPPLER, A.; KONHAUSER, K.O. Atmospheric hydrogen peroxide and Eoarchean iron formations. *Geobiology*, [S.L.], v. 13, n. 1, p. 1-14, jan. 2015. Doi: 10.1111/gbi.12116.

PEIXOTO, C. A.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D.; ARMSTRONG, R.; DANTAS, E.; VALERIANO, C. M.; SIMONETTI, A. Tectonic evolution of the Juvenile Tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: Implications for early west Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, v. 302, 221-254, nov. 2017. Doi: 10.1016/j.precamres.2017.09.017.

PELLETER, E.; CHEILLETZ, A.; GASQUET, D.; MOUTTAQI, A.; ANNICH, M.; HAKOUR, A. E. Discovery of Neoproterozoic banded iron formation (BIF) in Morocco. *Geophysical Research Abstracts*, v. 8, 04635, 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-04635.

PERROTTA, M. M.; SALVADOR, E. D.; LOPES, R. C.; D'AGOSTINO, L. Z.; GOMES, S. D.; SACHS, L. L. B.; MEIRA, V. T.; GARCIA, M. G. M.; LACERDA FILHO, J. V. *Mapa Geológico do estado de São Paulo: breve descrição das unidades litoestratigráficas aflorantes no Estado de São Paulo*. São Paulo, CPRM. 2006.

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, set. 2005. Doi: 10.25249/0375-7536.2007353297310.

PICKARD, A. L. SHRIMP U–Pb zircon ages for the Palaeoproterozoic Kuruman Iron Formation, Northern Cape Province, South Africa: evidence for simultaneous BIF deposition on Kaapvaal and Pilbara Cratons. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 125, n. 3-4, p. 275-315, ago. 2003. Doi: 10.1016/S0301-9268(03)00113-X.

PICKARD, A. L. SHRIMP U–Pb zircon ages of tuffaceous mudrocks in the Brockman Iron Formation of the Hamersley Range, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, [S.L.], v. 49, n. 3, p. 491-507, nov. 2010. Doi: doi.org/10.1046/j.1440-0952.2002.00933.x.

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. Doi: 10.1016/j.gca.2010.07.021.

PLANAUSKY, N.; ROUXEL, O.; BEKKER, A.; SHAPIRO, R.; FRALICK, P.; KNUDSEN, A. Ironoxidizing microbial ecosystems thrived in late Paleoproterozoic redox-stratified oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.L.], v. 286, n. 1-2, p. 230-242, ago. 2009. Doi: 10.1016/j.epsl.2009.06.033.

POSTH, N. R.; HEGLER, F.; KONHAUSER, K. O.; KAPPLER, A. Alternating Si and Fe deposition caused by temperature fluctuations in Precambrian oceans. *Nature Geoscience*, London, v. 1, n. 10, p. 703-708, set. 2008. Doi: 10.1038/ngeo306.

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

POSTH, N. R.; KONHAUSER, K. O.; KAPPLER, A. Banded iron formations. In: REITNER, J.; THIEL, V. (Eds.). *Encyclopedia of Geobiology*. Dordrecht: Springer, 2011. Doi: 10.1007/978-1-4020-9212-1\_19.

RASMUSSEN, B.; FLETCHER, I. R.; BEKKER, A.; MUHLING, J. R.; GREGORY, C. J.; THORNE, A. M. Deposition of 1.88-billion-year-old iron formations as a consequence of rapid crustal growth. *Nature*, London, v. 484, p. 498-501, 2012.

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.

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

RUBATTO, D.; GEBAUER, D. Use of Cathodoluminescence for U-Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from the Western Alps. In: PAGEL, M.; BARBIN, V.; BLANC,

P.; OHNENSTETTER, D. (eds). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer: Berlin, p. 373-400, 2000. Doi: 10.1007/978-3-662-04086-7\_15.

SAITO, M. A.; NOBLE, A. E.; TAGLIABUE, A.; GOEPFERT, T. J.; LAMBORG, C. H.; JENKINS, W. J. Slow-spreading submarine ridges in the South Atlantic as a significant oceanic iron source. *Nature Geosciences*, London, v. 6, p. 775-779, ago. 2013. Doi: 10.1038/ngeo1893.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in central part of the West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE of Brazil). *Precambrian Research*, [S.L.], v. 113, n. 1-2, p. 29-61, ago. 2004. Doi: 10.1016/j.precamres.2004.03.010.

SCHOPF, J. W.; KUDRYAVTSEV, A. B.; AGRESTI, D. G.; WDOWIAK, T. J.; CZAJA, A. D. Laser-Raman imagery of Earth's earliest fossils. *Nature*, London, v. 416, p. 73-76, mar. 2002. Doi: doi.org/10.1038/416073a.

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. Doi: 10.1016/0016-7037(91)90440-G.

SIAHI, M.; HOFMANN, A.; MASTER, S.; MUELLER, C. W.; GERDES, A. Carbonate ooids of the Mesoarchean Pongola Supergroup, South Africa. *Geobiology*, [S.L.], v. 15, n. 6, p. 750-766, jul. 2017. Doi: 10.1111/gbi.12249.

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. Doi: 10.1016/j.jsames.2015.04.001.

SILVA, A. T. S. F.; ALGARTE, J. P.; CHIODI-FILHO, C.; CHIODE, D. K., FERNANDES, N. A. O Complexo Bairro do Marisco. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, 1977. *Atas...* São Paulo, SBG, p.74-90, 1977.

SILVA, A.T. S. F. Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infraestrutura arqueana exposta entre Peruíbe e Curitiba, SP e PR. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Curitiba, 1981. *Atas...* SBG, v.1, p.133-147, 1981.

SILVA, M. G. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no craton do São Francisco, Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Anais*. São Paulo, SBG, v. 2, p. 181-182, 1992.

SIMONSON, B. M. Origin and evolution of large Precambrian iron formations. *Geological Society of America Special papers*, [S.L.], v. 370, p. 231-244, jan. 2003. Doi: 10.1130/0-8137-2370-1.231

SIMONSON, B. M.; GOODE, A. D. T. First discovery of ferruginous chert arenites in the early Precambrian Hamersley Group of Western Australia. *Geology*, [S.L.], v. 17, n. 3, p. 269-272, mar. 1989. Doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<0269:FDOFCA>2.3.CO;2.

SIMONSON, B. M.; HASSLER, S. W. Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions? *The Journal of Geology*, Chicago, v. 104, n. 6, p. 665-676, nov. 1996. Doi: 10.1086/629861.

SIMONSON, B.M. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. *Geological Society of America Bulletin*, [S.L.], v. 96, n. 2, p. 244-252, fev. 1985. Doi: 10.1130/0016-7606(1985)96<244:SCOTOO>2.0.CO;2.

SLACK, J. F.; CANNON, W. F. Extraterrestrial demise of banded iron formations 1.85 billion years ago. *Geology*, [S.L.], v. 37, n. 11, p. 1011-1014, nov. 2009. Doi: 10.1130/G30259A.1.

SLACK, J. F.; GRENNE, T.; BEKKER, A.; ROUXEL, O. J.; LINDBERG, P. A. Suboxic deep seawater in the late Paleoproterozoic: evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA. *Earth and Planetary Science Letters*. [S.L.], v. 255, n. 1-2, p. 243-256, mar. 2007. Doi: 10.1016/j.epsl.2006.12.018.

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. Doi: 10.1016/s0895-9811(97)00002-3.

STERN, R. J. MUKHERJEE, S. K.; MILLER, N. R.; ALI, K; JOHNSON, P. R. ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield—Implications for understanding neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 239, p. 79-94, dez. 2013. Doi: 10.1016/j.precamres.2013.07.015.

STRAUB, K. L.; BENZ, M.; SCHINK, B.; WIDDEL, F. Anaerobic, nitrate-dependent microbial oxidation of ferrous iron. *Applied Environmental Microbiology*, [S.L.], v. 62, n. 4, p. 1458-1460, abr. 1996. Doi: 10.1128/aem.62.4.1458-1460.1996.

STÜEKEN, E. E.; BUICK, R.; ANBAR, A. D. Selenium isotopes support free O<sub>2</sub> in the latest Archean. *Geology*, [S.L.], v. 43, p. 259-262, mar. 2015. Doi: 10.1130/G36218.1.

SWANNER, E. D.; MLOSZEWSKA, A. M.; CIRPKA, O. A.; SCHOENBERG, R.; KONHAUSER, K. O.; KAPPLER, A. Modulation of oxygen production in Archean oceans by episodes of Fe(II) toxicity. *Nature Geoscience*, London, v. 8, p. 126-130, jan. 2015. Doi: 10.1038/ngeo2327.

TOSTEVIN, R., SHIELDS, G., TARBUCK, G. HE, T., CLARKSON, M., WOOD, R. (2016). Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chemical Geology*, v. 438, 146-162. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2016.06.027.

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

TRENDALL, A. F. 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.

TRENDALL, A.; BLOCKLEY, J. *The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia with special reference to the associated crocidolite*. Western Australia: Western Australia Geological Survey Bulletin, 1970. v. 119, 366p.

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: GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: FINEP, 2000. p. 287-310.

TROUW, R. A. J.; 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, Balneário Camboriú. *Boletim de resumos expandidos*. Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 1, p. 234-235.

TROUW, R. A. J.; 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. Doi: 10.1016/j.jsames.2013.07.012.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO-SILVA, L. G. E.; MEDEIROS, S. R.; ALMEIDA, C. G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C. D.; MENDES, J. C.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, [S.L.], v. 15, n. 1, p. 67-79, fev. 2007. Doi: 10.18285/geonomos.v15i1.108.

TUPINAMBÁ, M.; 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. Doi: 10.25249/0375-7536.2000301007011.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; PORTO JÚNIOR, R.; DE DIOS, F. B.; MACHADO, N.; SILVA, L. G. E.; DE ALMEIDA, J. C. H. (2012). Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2-3, p. 422-438. Doi: 10.1016/j.gr.2011.05.012.

TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. (2013). Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anuario Instituto de Geociências*, v. 35, n. 2, p. 140-151, 2012. Doi: 10.11137/2012\_2\_140\_151.

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

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO 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. Doi: 10.1016/s0301-9268(03)00197-9.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO-NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; DANTAS, E. L.; BABINSK, 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. Doi: 10.1016/S0301-9268(03)00197-9.

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 Science*, [S.L.], v. 54, p. 120-139, out. 2014. Doi: 10.1016/j.jsames.2014.05.002.

VON SPERLING, E.; BALTAZAR, O. F.; VIEIRA, V. S. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro folhas Mangaratiba, Ilha Grande, Cunhambebe, Angra dos Reis, Rio Mambucaba/Campos de Cunha, Parati, Cunha, Pinciguaba e Juatinga*. Belo Horizonte/Rio de Janeiro: CPRM/DRM-RJ. 1983. Relatório técnico.

WALSH, M. M. Microfossils and possible microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Research*, [S.L.], v. 54, n. 2-4, p. 271-292, jan. 1992. Doi: 10.1016/0301-9268(92)90074-X.

WALSH, M. M., LOWE, D. R. Filamentous microfossils from the 3500 Myr-old Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Nature*, London, v. 314, p. 530-532, abr. 1985. Doi: 10.1038/314530a0.

WIDDEL, F.; SCHNELL, S.; HEISING, S.; EHRENREICH, A.; ASSMUS, B.; SCHINK, B. Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. *Nature*, London, v. 362, p. 834-836, abr. 1993. Doi: 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. Doi: 10.1016/0037-0738(95)00020-8.

XU, D. R.; WANG, Z. L.; CHEN, H. Y.; HOLLINGS, P.; JANSEN, N. H.; ZHANG, Z. C.; WU, C. J. Petrography and geochemistry of the Shilu Fe–Co–Cu ore district, South China Implications for the origin of a Neoproterozoic BIF system. *Ore Geology Reviews*, [S.L.], v. 57, p. 322-350, mar. 2013. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2013.08.011.

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. Doi: 10.1016/0301-9268(76)90030-9.

YOUNG, G. M. Proterozoic plate tectonics, glaciation and iron-formations. *Sedimentary Geology*, [S.L.], v. 58, n. 2-4, p. 127-144, ago. 1988. Doi: 10.1016/0037-0738(88)90066-8.

**ANEXO A** – Mapa total de pontos visitados

**ANEXO B** – Mapa da área 01

**ANEXO C – Mapa da área 02**

**ANEXO D** – Mapa da área 03

**ANEXO E – Mapa da área 04**

**ANEXO F** – Tabelas de geocronologia

**ANEXO G** – Tabelas de química mineral e termobarometria

**ANEXO H** – Artigo publicado

**ANEXO I** – Artigo submetido

**ANEXO J** – Mapa geológico da área estudada por Azevedo (2018)