



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



LUCAS NASCIMENTO PASSOS

**ESTUDO PETROGRÁFICO E QUIMIOESTRATIGRÁFICO DE AMOSTRAS
DE ITABIRITOS DA PORÇÃO LESTE DO SINCLINAL DOM BOSCO,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG**

OURO PRETO

Agosto 2024

Lucas Nascimento Passos

ESTUDO PETROGRÁFICO E QUIMIOESTRATIGRÁFICO DE AMOSTRAS DE
ITABIRITOS DA PORÇÃO LESTE DO SINCLINAL DOM BOSCO, QUADRILÁTERO
FERRÍFERO, MG

Monografia apresentada ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Engenharia Geológica.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

Co-orientador: Dr. Geraldo Magela Santos Sampaio

OURO PRETO

Agosto 2024



FOLHA DE APROVAÇÃO

Lucas Nascimento Passos

Estudo petrográfico e quimioestratigráfico de amostras de itabiritos da porção leste do sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, MG

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovada em 23 de Agosto de 2024

Membros da banca

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves - Orientador (Universidade Federal de Ouro Preto)
Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Prof. Dr. João Pedro Torrezani Martins Hippertt - (Universidade Federal de Ouro Preto)

Prof. Dr. Leonardo Gonçalves, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 26/08/2024



Documento assinado eletronicamente por **Leonardo Eustaquio da Silva Goncalves, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 26/08/2024, às 11:09, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0766495** e o código CRC **8D5A0EBD**.

AGRADECIMENTOS

Deixo aqui minha eterna gratidão por todas as pessoas que me auxiliaram durante o processo de pesquisa e escrita dessa dissertação.

Agradeço aos meus pais, Darcy e Maria Helena, pelo amor, cuidado e incentivo para realizar esse sonho;

Ao meu irmão Artur pelo companheirismo;

À Luisa por todo amor, carinho, ajuda e incentivo durante toda essa etapa muito importante da minha vida;

Aos meus orientadores, Léo e Geraldinho, pela oportunidade de ingressar em uma iniciação científica, por toda paciência, conselhos e aprendizagem que irei levar por toda minha caminhada;

Aos meus amigos de DEGEO que contribuíram para esse projeto Daniel, Thales, Marcelle, Maria Clara, Stefani e Guilherme;

Ao LMic pela troca de conhecimento, críticas construtivas e oportunidade de desenvolver minha monografia.

RESUMO

O presente trabalho fundamenta-se na caracterização petrográfica e geoquímica de amostras de formações ferríferas bandadas (BIF) expostos na porção leste do Sinclinal Dom Bosco, região meridional do Quadrilátero Ferrífero (QFe). A partir do estudo de 20 amostras coletadas entre 160 e 205 metros de profundidade, ao longo de um furo de sondagem, buscou-se identificar e classificar as faciologias e estabelecer a quimioestratigrafia do furo. A descrição por microscopia óptica de luz transmitida e refletida de 15 lâminas delgadas polidas, aliada a dados geoquímicos obtidos por meio de ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*), para elementos maiores e menores, e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), para elementos-traço, permitiu a classificação de 4 faciologias principais, a saber: i) Itabirito Silicoso (IS); ii) Itabirito Magnetítico (IM); iii) Mármore Dolomítico Ferruginoso (MDF); e iv) Xisto Ferruginoso (XF). O litotipo IS se encontra entre 160 e 181 m, é composto por bandas claras quartzosas e bandas escuras ferruginosas constituídas por hematita, magnetita e goethita. O conteúdo médio de 6 amostras do IS para elementos maiores é de 44,8% de Fe_2O_3 , 54,0% de SiO_2 , 0,21% de Al_2O_3 , 1,64% de PPC, 0,01% de CaO e 0,02% de MgO. O IM é formado por bandas claras quartzosas e ricas em carbonatos, e bandas ferríferas, com predomínio de magnetita sobre hematita. Este litotipo se encontra na profundidade entre 181 e 205 m, com lentes de 1 metro em 187 e 199 m do DF, sendo o nível mais profundo do furo, em 205 m, marcado pela ocorrência do XF. A geoquímica média de 11 amostras do IM é de 36,7% de Fe_2O_3 , 44,7% de SiO_2 , 0,16% de Al_2O_3 , 9,71% de PPC, 6,34% de CaO e 3,24% de MgO. O conteúdo de elementos terras raras mais ítrio (ETR) foram dosados para os litotipos IS e IM. Ambos apresentam $\text{Eu}/\text{Sm}_{(\text{SN})} > 1$, $\text{Sm}/\text{Yb}_{(\text{SN})} < 1$, anomalia positiva de Eu e empobrecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados. Anomalias negativas de Ce são observadas nos 2 litotipos, embora o diagrama $\text{Ce}/\text{Ce}^* \times \text{Pr}/\text{Pr}^*$ também tenha revelado anomalias positivas de Ce e La. Tanto o IS quanto o IM apresentam anomalias positivas de Y e médias das razões Y/Ho menores que 34, sugerindo uma possível alteração da assinatura dos ETR por processos pós-deposicionais. Ademais, foram identificadas duas zonas distintas ao longo do furo de sondagem, sendo uma clástica marcada pelo domínio do IS e uma zona química com predomínio do IM.

Palavras-chave: Formações Ferríferas; Geoquímica; Quadrilátero Ferrífero; Itabiritos.

ABSTRACT

The present study is based on the petrographic and geochemical characterization of samples from banded iron formations (BIFs) exposed in the eastern portion of the Dom Bosco Syncline, southern region of the Iron Quadrangle (QFe). Twenty samples were studied between depths of 160 and 205 meters along a drilling hole, aiming to identify and classify facies and establish the chemostratigraphy of the borehole. Description using transmitted and reflected light microscopy of 15 polished thin sections, combined with geochemical data obtained via ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) for major and minor elements, and ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) for trace elements, allowed the classification of four main facies: i) Siliceous Itabirite (IS); ii) Magnetite Itabirite (IM); iii) Ferruginous Dolomitic Marble (FDM); and iv) Ferruginous Shale (FS). The IS lithotype occurs between 160 and 181 m depth, characterized by quartz-rich light bands alternating with dark ferruginous bands composed of hematite, magnetite, and goethite. The average composition of 6 IS samples for major elements is 44.8% Fe₂O₃, 54.0% SiO₂, 0.21% Al₂O₃, 1.64% total phosphorus (PPC), 0.01% CaO, and 0.02% MgO. The IM consists of quartz-rich light bands alternating with carbonate-rich bands, and ferruginous bands dominated by magnetite over hematite. This lithotype occurs between 181 and 205 m depth, with 1-meter lenses at 187 and 199 m of FDM, and is deepest at 205 m with the occurrence of FS. The average geochemistry of 11 IM samples is 36.7% Fe₂O₃, 44.7% SiO₂, 0.16% Al₂O₃, 9.71% PPC, 6.34% CaO, and 3.24% MgO. Rare earth elements plus yttrium (REE+Y) were analyzed for IS and IM lithotypes. Both exhibit Eu/Sm(SN)>1, Sm/Yb(SN)<1, positive Eu anomaly, and light REE+Y depletion relative to heavy REE+Y. Negative Ce anomalies are observed in both lithotypes, although the Ce/Ce* x Pr/Pr* diagram also shows positive Ce and La anomalies. Both IS and IM exhibit positive Y anomalies and average Y/Ho ratios less than 34, suggesting potential post-depositional alteration of REE+Y signatures. Additionally, two distinct zones were identified along the drilling hole: a clastic zone dominated by IS and a chemical zone dominated by IM.

Key-words: Iron Formations; Geochemistry; Iron Quadrangle; Itabirites.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Vias de acesso ao furo de sondagem	12
Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Sinclinal Dom Bosco e localização do furo de sondagem.....	13
Figura 3 - Deposição de formações ferríferas ao longo do tempo geológico em comparação ao Grupo Hamersley.....	19
Figura 4 - Relação entre o aumento da concentração de O ₂ , química do oceano e deposição de BIF ao longo do tempo geológico	20
Figura 5 - Volume (em toneladas) de deposição de Formação Ferrífera Bandada (BIF) (vermelho) ao longo tempo geológico.....	21
Figura 6 - Mapa do Cráton São Francisco com suas principais unidades tectônicas e estratigráficas e Zoom na porção sul do Cráton São Francisco indicando a localização do Quadrilátero Ferrífero.....	24
Figura 7 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero	26
Figura 8 - Coluna estratigráfica e litodêmica do Quadrilátero Ferrífero.....	28
Figura 9 - Mapa geológico simplificado do Sinclinal Dom Bosco e localização do furo de sondagem.....	29
Figura 10 - Síntese dos elementos estruturais das fases de deformação D ₁ e D ₂	30
Figura 11 - Modelo do redobramento em "L" do Sinclinal Dom Bosco na porção centro-oeste	31
Figura 12 - Modelo da relação entre o Complexo Bação (CB) e o bloco Barbacena	31
Figura 13 - Tabela de Classificação de Itabiritos	33
Figura 14 - A) Itabirito Silicoso com bandas claras compostas majoritariamente por quartzo e bandas escuras compostas por óxidos de ferro. B) Itabirito Dolomítico de bandas claras compostas essencialmente por dolomita e bandas escuras compostas por óxidos de ferro	34
Figura 15 - A) Itabirito Anfibolítico ressaltando a alternância entre bandas claras dominadas por anfibólio e bandas escuras-cinzas compostas essencialmente por óxidos de ferro. B) Itabirito Magnetítico exibindo dobras milimétricas e composto por bandas claras compostas por quartzo e/ou carbonatos e bandas escuras compostas por óxidos de ferro.....	35
Figura 16 - Furo de sondagem FDMQ 0177	37
Figura 17 - Furo de sondagem FDVD 0095	38
Figura 18 - Coluna quimioestratigráfica do furo de sondagem FDSP0046	39

Figura 19 - A) Foto da amostra RA-04, com bandamento composicional marcado por bandas de quartzo e bandas de óxido de ferro, variando em milimétricas e centimétricas. A rocha está muito intemperizada com as bandas de óxidos de ferro apresentando tonalidade vermelho a alaranjado. Há também a indícios de deformacionais pela ocorrência de pequenas dobras, que promove achatamento ou expansão das bandas. B) Fotomicrografia em luz refletida da amostra RA-06, destaque para o agregado de cristais de hematita (cinza claro) e magnetita (cinza rosado), coexistindo e em processo de martitização.....42

Figura 20 - Fotomicrografia em luz transmitida plana (A) e polarizada (B) de itabirito silicoso (RA-02). A) Micro bandas claras, com quartzo predominante e escuras, com hematita predominante. B) Cristal de mica branca e grãos de quartzo (Qtz) em conjunto com óxido de ferro43

Figura 21 - Foto das amostras RA-15(A) e RA-23(B). A) Destaque para o bandamento demarcado por bandas ricas em óxidos de ferro e bandas claras ricas em quartzo e carbonato. Na base ocorre interdigitação das bandas claras e escuras, com uma maior espessura das bandas de não óxidos e as bandas de óxidos estão finas e alongadas. No topo observa-se *boudin*, os óxidos de ferro englobam os minerais das bandas claras (quartzo e carbonato). B) Amostra composta por minerais escuros (óxidos de ferro) e claros (quartzo e carbonato), possui leve bandamento composicional com as bandas mais finas que da amostra RA-15. Na base perde-se o bandamento e os cristais de óxidos de ferro estão dispostos dentro de uma área de minerais claros e sem orientação aparente45

Figura 22 - Foto microscópica de lâmina delgada (RA-15) de itabirito silicoso-dolomítico. A) Detalhe para os grãos de carbonato com macla aparente e pequenos grãos de quartzo. Cb = Carbonato; Qtz = Quartzo. B) Destaque para um cristal de magnetita que passou por martitização, sendo substituída por hematita, mas mantendo a morfologia original. Hem = hematita.45

Figura 23 - Foto microscópica de lâminas delgadas (RA-20 e RA-23) de itabirito silicoso-dolomítico. A) Destaque para a alternância de microbandas escura e claras. B) Destaque para cristais de biotita presente na amostra RA-23 junto com grãos de quartzo, carbonatos e talco. Bt = Biotita; Cb = Carbonato; Qtz = Quartzo.....46

Figura 24 - A) Foto da amostra RA-13, destaque para sua estrutura maciça composta por dolomita e veio de quartzo. Cristais de óxido de ferro apresentam octaédricos e espalhados por toda amostra. B) Foto microscópica do Mármore Dolomítico Ferruginoso, com destaque para os grãos de dolomita e cristal de óxido de ferro47

Figura 25 - A) Foto da amostra RA-25, com seu bandamento composicional milimétrico a centimétrico marcado por bandas claras e bandas escuras (de cor alaranjada). Apresenta xistosidade anastomosada de forma pervasiva. B) Fotomicrografia da amostra RA-25, destaque para a xistosidade aparente da amostra e sua clivagem de crenulação (perpendicular a xistosidade). Alguns grãos de óxidos de ferro não seguem a direção de xistosidade e estão sobrecrecidos aos minerais que definem a xistosidade.....	48
Figura 26 - Fotomicrografias em luz transmitida plana (A) e polarizada (B) da amostra RA-25. A) e B) destaque para a xistosidade da rocha e para seus minerais constituintes: quartzo, carbonato, anfibólio, talco e óxidos de ferro.	49
Figura 27 - Diagrama Ce/Ce* x Pr/Pr* (BAU; DULSKI, 1996). I – Sem anomalia de Ce e La. IIa – anomalia positiva de La. IIb – anomalia negativa de La. IIIa – anomalia positiva de Ce. IIIb – anomalia negativa de Ce.....	51
Figura 28 - Perfil de ETR+Y de cada amostra do furo de sondagem normalizado pelo PAAS (McLENNAN, 1989). As amostras RA-10, RA-15, RA-16, RA-17, RA-18 e RA-19 não possuem seus valores completos (losangos) devido os elementos Pr, Sm, Eu, Tb, Dy e Lu estarem abaixo do limite de detecção do método	52
Figura 29 - Perfis dos ETR+Y da média dos litotipos encontrados no furo de sondagem, normalizados pelo PAAS (McLENNAN, 1989). IS – Itabirito Silicoso, IM – Itabirito Magnetítico, MDF – Mármore Dolomítico Ferruginoso, XF – Xisto Ferruginoso.....	53
Figura 30 - Quimioestratigrafia do furo de sondagem RA-0006D. Composta por litotipos de itabirito silicoso, itabirito magnetítico, Mármore Dolomítico Ferruginoso e xisto ferruginoso	56
Figura 31 - Síntese da mineralogia e geoquímica de elementos maiores dos litotipos de Itabirito Silicoso e Magnetítico encontrados no furo de sondagem	57
Figura 32 - Geoquímica de elementos maiores em Itabiritos deste estudo e de outros estudos encontrados na literatura.....	59
Figura 33 - Razões de ETR propostas na literatura para análise de BIFs	60
Figura 34 - Valores de ETR em ppm deste estudo e outros estudos encontrados na literatura	60
Figura 35 - Perfil de ETR+Y de Itabiritos de outras porções do QFe em comparação com este estudo. IS = Itabirito Silicoso; IM = Itabirito Magnetítico; ID = Itabirito Dolomítico; IA = Itabirito Anfibolítico.....	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Relação das amostras utilizadas no projeto com código e profundidade	15
Tabela 2 - Geoquímica dos elementos maiores, em porcentagem em peso, e classificação de cada litotipo	40
Tabela 3 - Concentração geoquímica média dos elementos maiores, em porcentagem em peso, por litotipo: Itabirito Silicoso; Itabirito Magnetítico; Mármore Dolomítico Ferruginoso; Xisto Ferruginoso.....	41
Tabela 4 - Porcentagem modal dos minerais de Ferro nas amostras RA-02, RA-04, RA-06, RA-08, RA-10, RA-15, RA-16, RA-20 e RA-23	41
Tabela 5 - Concentração de ETR+Y em ppm, soma total e valores das razões calculadas. NC=Não calculado	50
Tabela 6 - Elementos traço dos litotipos IS, IM, MDF e XF	54

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	11
1.1	Apresentação	11
1.2	Localização e Vias de Acesso	12
1.3	Objetivos	13
1.4	Justificativa	13
1.5	Materiais e Métodos	14
<i>1.5.1</i>	<i>Revisão Bibliográfica</i>	<i>14</i>
<i>1.5.2</i>	<i>Descrição Macroscópica</i>	<i>14</i>
<i>1.5.3</i>	<i>Descrição Microscópica.....</i>	<i>16</i>
<i>1.5.4</i>	<i>Geoquímica.....</i>	<i>16</i>
2	FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS.....	17
2.1	Apresentação	17
2.2	Definição	17
2.3	Classificação	17
2.4	Idade de deposição	19
2.5	Geoquímica.....	21
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	24
3.1	Contexto Geológico	24
3.2	O Cráton São Francisco	24
3.3	O Quadrilátero Ferrífero	25
<i>3.3.1</i>	<i>Embasamento.....</i>	<i>25</i>
<i>3.3.2</i>	<i>Supergrupo Rio das Velhas</i>	<i>25</i>
<i>3.3.3</i>	<i>Supergrupo Minas</i>	<i>26</i>
<i>3.3.4</i>	<i>Supergrupo Estrada Real</i>	<i>27</i>
<i>3.3.5</i>	<i>Intrusões de diques</i>	<i>27</i>
3.4	O Sinclinal Dom Bosco	28
3.5	Geologia Local.....	31
3.6	Itabiritos da Formação Cauê.....	32
<i>3.6.1</i>	<i>Definição e Classificação</i>	<i>32</i>
<i>3.6.2</i>	<i>Químioestratigrafia</i>	<i>36</i>
4	RESULTADOS	40

4.1	Faciologias de Itabiritos	40
4.1.1	<i>Itabirito Silicoso (IS)</i>	41
4.1.2	<i>Itabirito Magnetítico (IM)</i>	43
4.1.3	<i>Mármore Dolomítico Ferruginoso (MDF).....</i>	46
4.1.4	<i>Xisto Ferruginoso (XF).....</i>	47
4.2	Geoquímica de elementos terras raras e ítrio (ETR+Y)	49
4.3	Geoquímica de Elementos Traço.....	53
4.4	Quimioestratigrafia	55
5	DISCUSSÃO	57
5.1	Comparação da mineralogia e química dos elementos maiores com a literatura	57
5.2	Discussão dos Elementos traço e comparação com a literatura	59
5.3	Comparação da Quimioestratigrafia proposta para o furo estudado com a literatura.....	61
6	CONCLUSÕES.....	63
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64
7	ANEXO A	68

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O termo Formação Ferrífera Bandada (FFB ou BIF, de *Banded Iron Formation*) foi inicialmente aplicado por James (1954) para se referir a uma rocha de origem sedimentar composta majoritariamente por ferro. Ao longo dos anos, novas definições e classificações foram apresentadas por vários autores que se propuseram a estudar rochas dessa natureza em diversas localidades do mundo. Assim, motivados pelo conhecimento sobre as idades de formação, ambiente deposicional, mineralogia e geoquímica, quatro tipos de BIFs foram propostos: Algoma, Lago Superior, Rapitan e depósitos fanerozoicos (James, 1954; Gross, 1965, 1983; Klein, 2005; Bekker *et al.*, 2010).

Neste contexto, as BIFs encontradas no Quadrilátero Ferrífero (QFe), tem enorme importância e vêm sendo alvo de estudos por pelo menos 60 anos (Dorr, 1964; Spier *et al.*, 2007). O QFe é uma província mineral rica em ouro, ferro e manganês, se encontra no estado de Minas Gerais, tem seus recursos minerais explorados desde o século XVI, sendo composta por um embasamento cristalino, uma sequência de rochas metavulcanossedimentares e uma sequência de rochas metassedimentares químicas e clásticas (Dorr, 1969; Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015; Endo *et al.*, 2019). Nestas últimas tem-se uma de suas unidades mais estudadas que é a Formação Ferrífera Cauê, Grupo Itabira – Supergrupo Minas (Dorr, 1969), que comporta quase todo depósito de ferro do QFe.

As BIFs Cauê têm idade Paleoproterozoica, portanto englobadas naquelas do tipo Lago Superior, e são encontradas no QFe como rochas metamorfizadas, assim classificadas por Dorr (1964) como itabiritos: “produto de uma formação ferrífera laminada, metamorfizada, na qual o *chert* ou jaspe, foram recristalizados em quartzo granular e o ferro está presente como hematita, magnetita ou martita”. Diante do exposto, o presente estudo visa caracterizar petrográfica e quimicamente amostras de itabiritos coletadas de um furo de sondagem localizado na porção leste do Sinclinal Dom Bosco (SDB). Posteriormente, buscar-se-á estabelecer a quimioestratigrafia do furo, levando-se em consideração classificações específicas para os itabiritos do QFe (Amorim & Alkmim, 2011) e ainda comparar com trabalhos semelhantes propostos na literatura.

1.2 Localização e Vias de Acesso

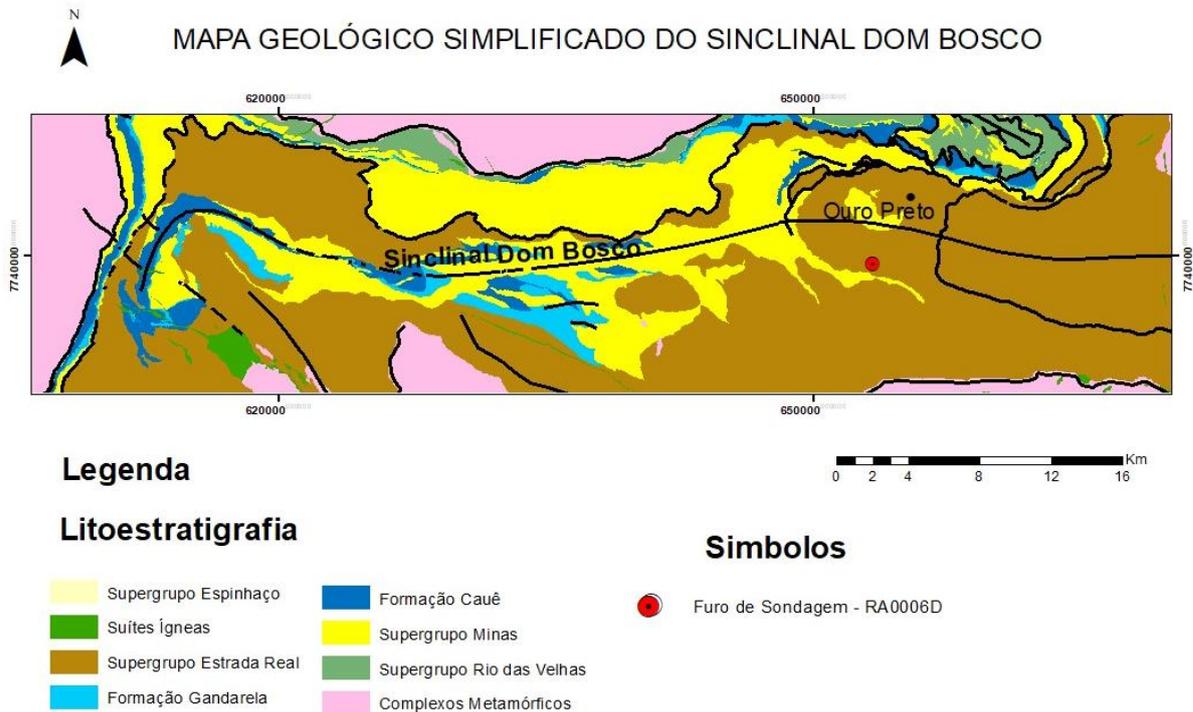
O acesso a localidade do furo de sondagem a partir do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) se dá através da portaria principal da UFOP seguindo a rua Professor Paulo Magalhães Gomes até a rotatória da praça Vereador Jorge Pedroso seguindo a rua Simão Lacerda por toda sua extensão até virar à esquerda na avenida Américo Renê Gianetti até o trevo, nesta localidade segue adiante na rodovia MG-159 por 4,1 Km onde faz-se uma curva a esquerda e segue por 2,2 Km, faz-se uma curva a esquerda na estrada do Falcão e segue por 1,7 Km onde tem outra curva a esquerda na trilha das Linhas de Gás e segue por 550 metros onde vira a esquerda para chegar ao destino (FIG. 1).

O furo de sondagem de onde as amostras foram coletadas localiza-se próximo ao município de Ouro Preto-MG, na folha geológica em escala 1:100.000, OURO PRETO (SF.23X-A-III), e tem coordenadas UTM 23K Sul/ E653315 / N7739559 e altitude 1453 metros (FIG. 2).



Fonte: Google Maps, [2024]

Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Sinclinal Dom Bosco e localização do furo de sondagem



Fonte: modificado de Endo *et al.*, 2019

1.3 Objetivos

O objetivo principal do estudo é a descrição petrográfica e química das amostras de itabiritos da porção leste do Sinclinal Dom Bosco e classificá-las de acordo com as diferentes faciologias encontradas.

Dentre os objetivos específicos estão:

- determinar a mineralogia essencial, acessória e secundária das BIFs;
- elaborar uma coluna quimioestratigráfica dos itabiritos do furo de sonda em estudo e correlacionar com estudos semelhantes já conduzidos no Quadrilátero Ferrífero;
- comparar os dados obtidos das amostras estudadas com outras regiões do QFe.

1.4 Justificativa

O projeto se justifica e tem importância por abordar a caracterização petrográfica e quimioestratigráfica das formações ferríferas presentes na porção leste do Sinclinal Dom Bosco (SDB). Estudos sobre formações ferríferas presentes no SDB encontram-se pouco desenvolvidos e majoritariamente concentrados em itabiritos da porção oeste dessa mega estrutura (Paula *et al.*, 2023). Dessa forma, o este projeto busca colaborar nos estudos

petrográficos em itabiritos da porção leste do SDB, definindo seus litotipos e contribuir para a elaboração de uma coluna quimioestratigráfica dos itabiritos na área como um todo e do Quadrilátero Ferrífero.

1.5 Materiais e Métodos

O trabalho foi realizado conforme as seguintes etapas descritas a seguir.

1.5.1 Revisão Bibliográfica

Nesta primeira etapa foi feita uma densa revisão bibliográfica sobre a geologia regional, as classificações de formações ferríferas bandadas e itabiritos em específico. A principal base de consulta bibliográfica foi a tese de mestrado intitulada: “Investigação geoquímica e estratigráfica da Formação Ferrífera Cauê na porção centro-oriental do Quadrilátero Ferrífero, MG” (Alkmim, 2014). Dentre outros trabalhos utilizados destacam-se: Dorr, 1969; Endo *et al.*, 2019; James, 1954; Klein, 2005; Spier *et al.*, 2007; Bekker *et al.*, 2010; Planavsky *et al.* 2010; Amorim & Alkmim, 2011.

1.5.2 Descrição Macroscópica

Na segunda etapa do projeto foi realizada a análise e descrição macroscópica de 20 amostras de itabiritos da porção leste do Sinclinal Dom Bosco. Essa descrição abordou tanto a parte estrutural quanto textural das amostras, descrevendo de forma detalhada as feições observadas.

As amostras foram selecionadas e coletadas em caixas, depois codificadas para efeito de controle. A TAB. 1 indica o código de cada uma das 20 amostras utilizadas nesse trabalho e sua respectiva profundidade no furo de sondagem RA0006D, e o GRAF. 1 ilustra a relação entre as profundidades ao longo do furo, variando entre 160,8 e 204,9 metros.

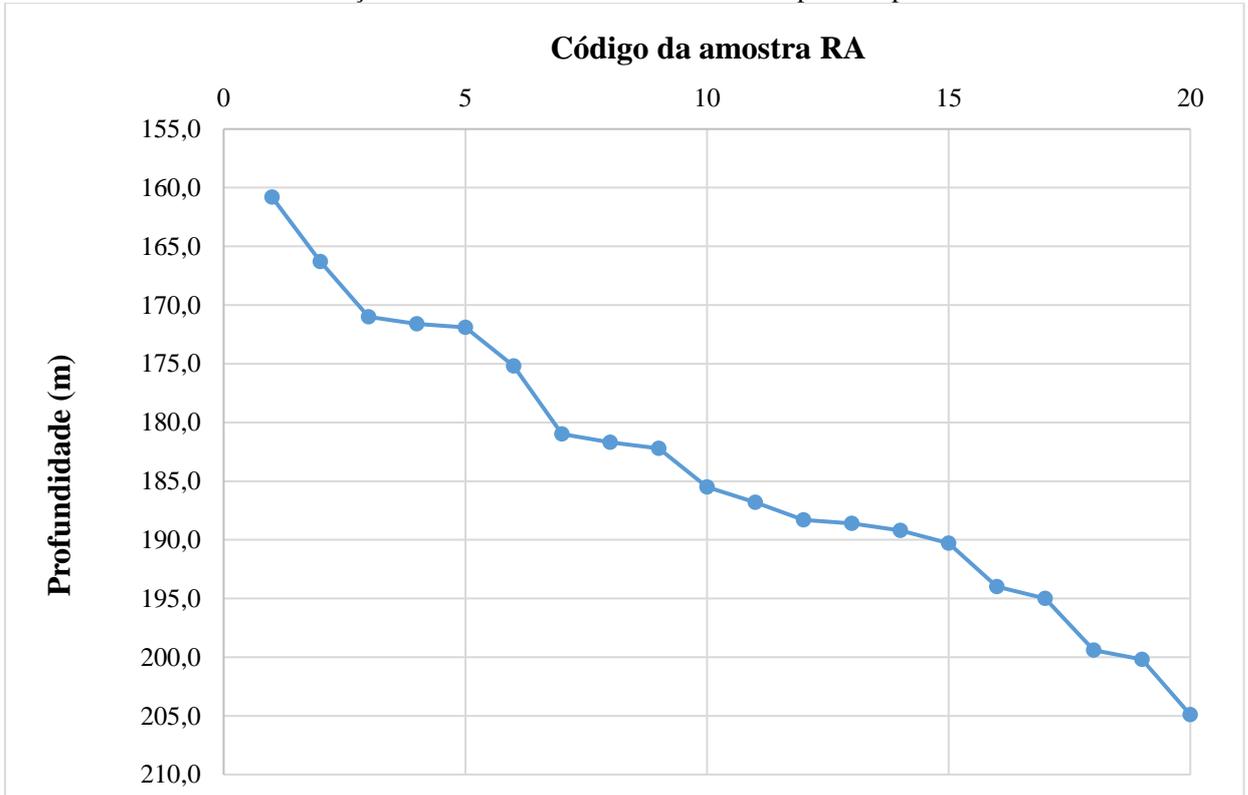
As litologias encontradas no restante do furo de sondagem disponibilizado não serão analisadas nesse trabalho, mas estão aqui descritas de acordo com o relatório de campo entregue pela empresa responsável pelos testemunhos. De 160,8m até 118,5 m ocorre o Itabirito Silicoso, seguido de Itabirito Goethítico entre 118,5 m e 96,33 m. O intervalo de 96,33m a 46,30m é composto por Brecha, seguida por uma rocha manganesífera de 46,30m a 25,75m e por fim, ocorre solo e colúvio de formação ferrífera entre 25,75m a até o início do furo de sondagem.

Tabela 1 - Relação das amostras utilizadas no projeto com código e profundidade

Amostra (Código)	Profundidade (metros)
RA01	160,8
RA 02	166,3
RA 04	171,0
RA 05	171,6
RA 06	171,9
RA 07	175,2
RA 08	181,0
RA 10	181,7
RA 11	182,2
RA 12	185,5
RA 13	186,8
RA 15	188,3
RA 16	188,6
RA 17	189,2
RA 18	190,3
RA 19	194,0
RA 20	195,0
RA 22	199,4
RA 23	200,2
RA 25	204,9

Fonte: autoria própria, 2024
Nota: fotos em anexo

Gráfico 1 - Relação entre as amostras coletadas e suas respectivas profundidades



Fonte: autoria própria, 2024

1.5.3 Descrição Microscópica

A descrição microscópica das amostras foi a terceira etapa do estudo. Foram caracterizadas 15 lâminas delgadas polidas com uso do microscópio óptico *Leica* de modelo DMLP de luz transmitida e refletiva. As microfotografias foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic) da Universidade Federal de Ouro Preto por meio do equipamento *Axio Cam MRc5* de marca *Zeiss*.

1.5.4 Geoquímica

A preparação física das amostras com os procedimentos de britagem, quarteamento, moagem e secagem foram realizadas no laboratório da UFOP.

As análises geoquímicas foram realizadas nas 20 amostras do furo de sondagem pulverizadas e abrangeram a química de rocha total de elementos maiores e terras raras através dos métodos ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*) pela empresa GEOSOL. Para a análise dos elementos maiores o método utilizado foi fusão com Tetraborato de Lítio e quantificação por XRF. O limite de detecção para os elementos Al_2O_3 , MgO , SiO_2 e Fe_2O_3 foi de 0,1% e para os elementos CaO , K_2O , MnO e P_2O_5 foi 0,01%. Já a análise dos elementos traços o método empregado foi fusão com Metaborato de Lítio com limites de detecção podendo ser 0,05ppm (Dy, Gd, Lu, Y, Er, Hf, Pr, Ta, Tm, Cs, Eu, Ho, Nb, Tb, U), 0,1ppm (Ce, Yb, Ga, La, Nd, Sm, Th, W), 0,3ppm (Sn), 2ppm (Mo) e 5ppm (Cu e Ni).

2 FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS

2.1 Apresentação

A definição e classificação para as formações ferríferas foram discutidas, propostas e alteradas por diversos autores. As BIFs têm ocorrência desde o Pré-Cambriano até o Fanerozoico, sendo as principais eras de deposição o Neoproterozoico e o Paleoproterozoico (James, 1954; Gross, 1983; Klein, 2005; Bekker *et al.*, 2010).

2.2 Definição

James (1954) definiu o termo *Banded Iron Formation* (BIF) para rochas de sedimentação química tipicamente laminada ou finamente bandada, comumente, mas não necessariamente com camadas de *chert*, com teor de ferro (Fe) maior que 15%.

Gross (1959) propôs que o termo formação ferrífera fosse utilizado para rochas acamadadas, bandadas ou laminadas que possuem 15% ou mais de Fe, onde os minerais das bandas pobres em ferro são *chert*, quartzo ou carbonatos, e o bandamento se dispõe de forma concordante com as rochas adjacentes.

Klein (2005) utiliza a definição de Trendall (1983) modificada de James (1954), em que formação ferrífera seria uma rocha de sedimentos químicos, tipicamente bandada ou laminada, cuja principal característica química é uma alta anomalia positiva de Ferro, e com ocorrências de camadas de *chert*, embora essa não seja necessária.

As formações ferríferas ainda podem ser divididas em formação ferrífera bandada (BIF) e formação ferrífera granular (GIF), se diferenciando no aspecto textural e temporal. As BIFs ocorrem em todas as sequências Pré-Cambrianas, enquanto as GIF se concentram mais no Paleoproterozoico (Klein, 2005; Bekker *et al.*, 2010).

2.3 Classificação

Em 1954, James estudando as BIF da região de Lago Superior, Canadá, definiu quatro fácies para a classificação de formações ferríferas: sulfeto, carbonato, óxido e silicato. As fácies foram caracterizadas em função da fase mineral que concentrava o ferro. O QUADRO 1 indica os principais minerais portadores de ferro nas fácies indicadas por James.

Quadro 1 – Quadro de fácies de formações ferríferas bandadas

Fácies	Fase Portadora de Ferro
Sulfeto	Pirita
Carbonato	Carbonato rico em Fe
Óxido	Magnetita e Hematita
Silicato	Greenalita, clorita, stilpnomelana, minnesotaita e ribbeckita

Fonte: modificado de James, 1954

Gross (1965) propôs uma classificação diferente de James caracterizando em quatro tipos diferentes: Algoma, Lago Superior, Clinton e Minette. Dentre esses, se destacam o tipo Algoma e Lago Superior. De acordo com Gross (1965), as BIFs do tipo Algoma possuem idade superior à 2,6 Ga, concentradas em depósitos com poucos quilômetros de extensão, associadas a xistos, grauvacas, ardósias carbonáticas, rochas piroclásticas félsicas, vulcânicas máficas e rochas de terreno do tipo *greenstone belts*. A principal fácies de formação ferrífera associada a este tipo é óxido, embora todas as outras fácies de James (1954) também estejam associadas. Exemplos de BIF do tipo Algoma são o Supergrupo Rio das Velhas (Brasil), Michipicoten (Canadá), entre outros. Segundo Gross (1965) as formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior são rochas com idade superior à 1,8 Ga, com grande extensão de depósitos, associadas a quartzitos, conglomerados, dolomitos e filitos grafitosos. A fácies óxidos (James, 1954) é a predominante para este tipo, com as fácies silicato e carbonato também ocorrendo. Exemplos de BIF do tipo Lago Superior são Labrador (Canadá), Formação Cauê (Brasil), Hamersley (Austrália), Lago Superior (E.U.A), entre outros.

Em 1983, Gross propõe algumas alterações nos tipos Algoma e Lago Superior, além de sugerir um novo tipo, Rapitan. Nesta nova classificação, o autor sugere que as BIFs do tipo Algoma são associadas a rochas do tipo *greenstone belts*, de idade arqueana, depositadas em bacias profundas, relacionadas a folhelhos, grauvacas, sequências turbidíticas ou vulcânicas. As BIFs do tipo Lago Superior seriam de idade paleoproterozoica, depositadas em plataformas continentais e bacias do tipo rifte, associadas a sedimentação química e clástica. O novo tipo proposto por Gross (1983), Rapitan, seria de idade neoproterozoica associado a sedimentação glaciogênica.

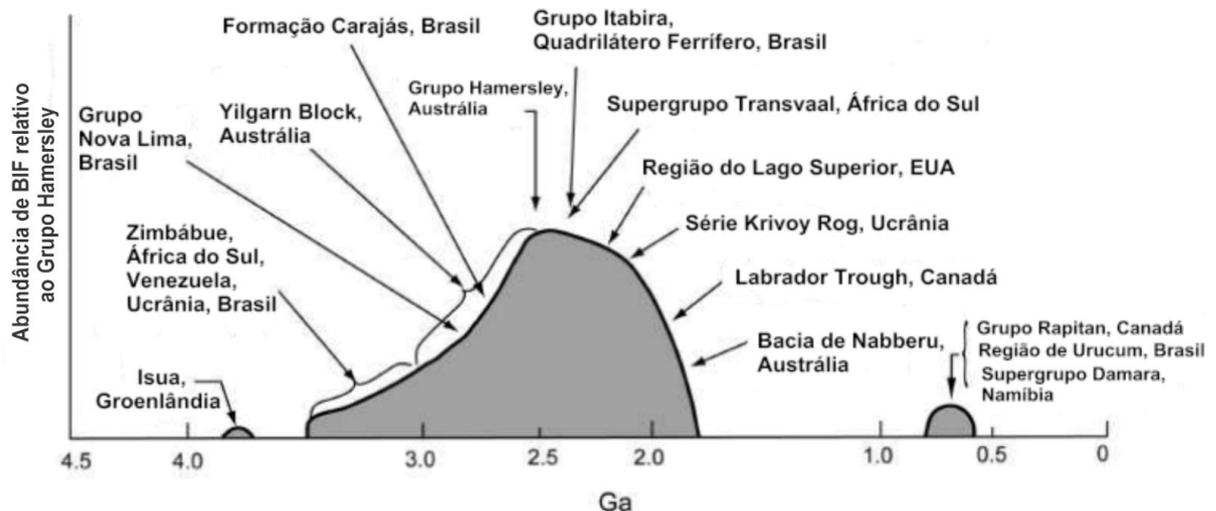
Bekker *et al.* (2010), revisando as classificações de James (1954) e Gross (1965, 1983), sugerem que as formações ferríferas do tipo Algoma estariam relacionadas a rochas vulcânicas do tipo *greenstone belts*, e em alguns casos, com depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços (VMS - *Volcanogenic massive sulfide*). Já as formações ferríferas do tipo Lago Superior, seriam

depositadas em bacias sedimentares de margem passiva e com pouca ou quase nenhuma associação com rochas vulcânicas. As formações ferríferas do tipo Rapitan estariam associadas a intensa atividade magmática e a glaciações globais. Ademais, Bekker *et al.* (2010) sugerem que os depósitos de ferro marinho do fanerozoico seriam restritos à bacias fechadas ou semi-fechadas, onde hidrotermalismo e vulcanismo eram intensos, como por exemplo, bacias de retro-arco.

2.4 Idade de deposição

As formações ferríferas têm idade de deposição entre o final do Arqueano e o Fanerozoico, embora existam intervalos de tempo não houve nenhuma deposição. Apesar desse longo período de tempo, as deposições das BIFs se concentram no paleoproterozoico, como mostrado na FIG. 3. (Klein, 2005)

Figura 3 - Deposição de formações ferríferas ao longo do tempo geológico em comparação ao Grupo Hamersley

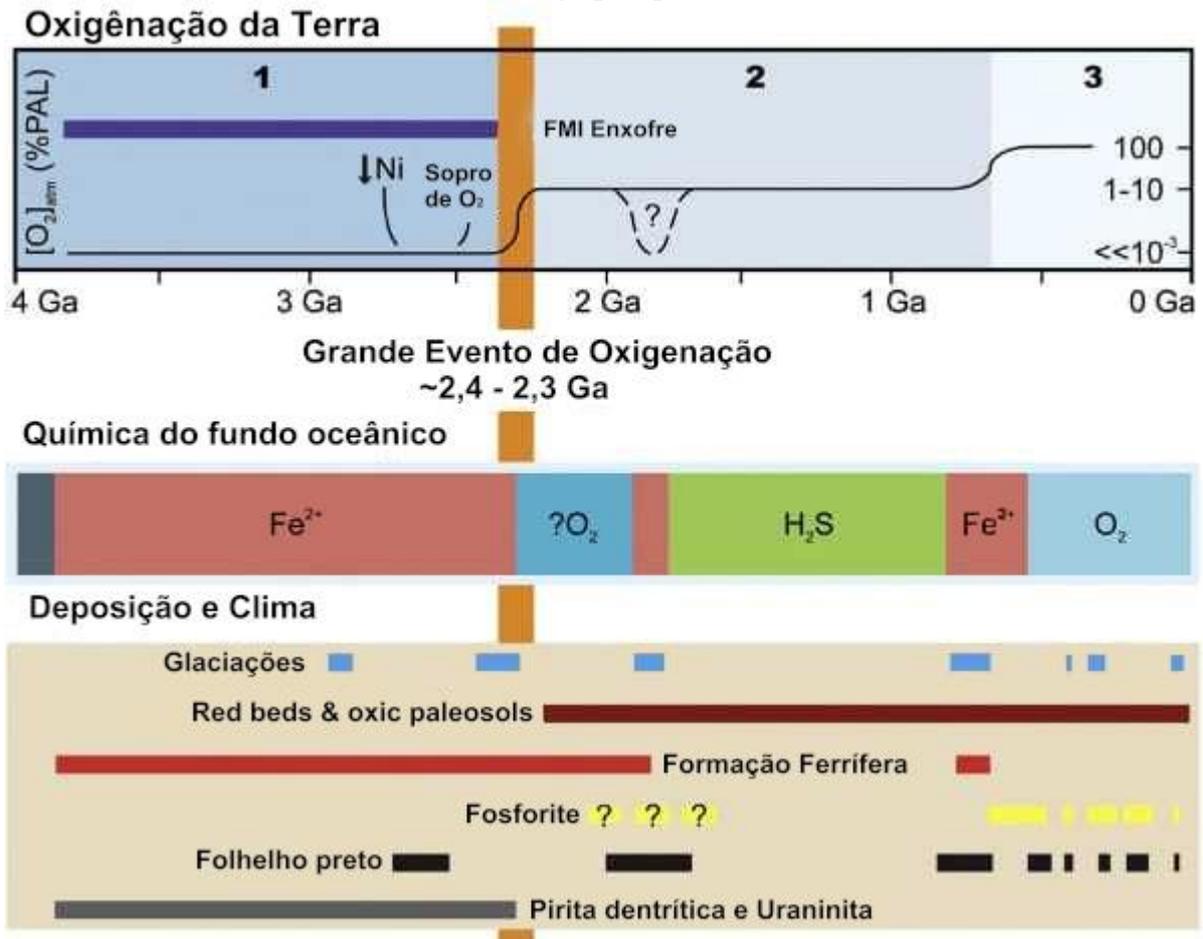


Fonte: modificado de Klein, 2005 apud Willians *et al.*, 2004

Nota: Maior concentração no período de 2,4 a 1,8 Ga

O período de 2,4 a 2,0 Ga é globalmente conhecido como o Grande Evento de Oxidação (G.O.E – *Great oxidation event*), sendo marcado pelo aumento excessivo de O_2 no ambiente marinho, que ao entrar em contato com o ferro já disponível no oceano, o oxidava e precipitava como óxidos de ferro. Tal processo fazia com que camadas desses óxidos fossem depositadas no fundo oceânico intercaladas com camadas de *chert*, quartzo e carbonatos, formando bandamentos composicionais (FIG. 4) (FIG. 5). Esse tipo de deposição é característica das BIFs do tipo Lago Superior (Holland, 2002; Holland, 2006; Pufahl & Hiatt, 2012).

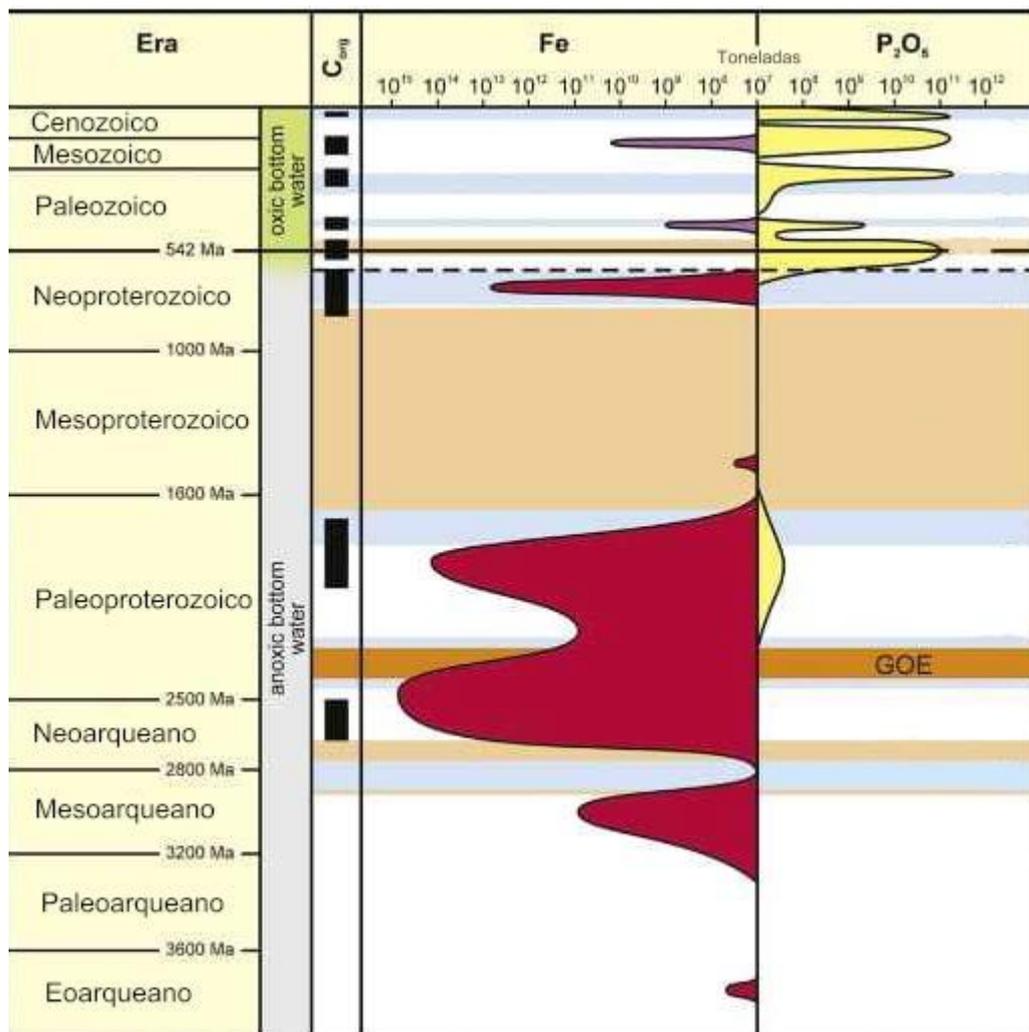
Figura 4 - Relação entre o aumento da concentração de O_2 , química do oceano e deposição de BIF ao longo do tempo geológico



Fonte: modificado de Pufahl & Hiatt, 2012

Nota: Destaque para o GOE (Grande Evento de Oxigenação), onde após o evento a composição química do fundo oceano passou por uma mudança, saindo de um domínio de Fe^{2+} para de O_2

Figura 5 - Volume (em toneladas) de deposição de Formação Ferrífera Bandada (BIF) (vermelho) ao longo tempo geológico



Fonte: modificado de Pufahl & Hiatt, 2012

Nota: Além das BIF, temos a o volume de deposição de folhelho preto (preto), fosforito (amarelo), ironstone (roxo) e glaciações (azul claro)

2.5 Geoquímica

As formações ferríferas ao redor do mundo possuem assinaturas geoquímicas com algumas variações a depender do seu grau metamórfico, intemperismo e enriquecimento supergênico e hipogênico (Sampaio *et al.*, 2018). Desta forma, não é uma tarefa simples determinar e interpretar suas condições iniciais de deposição. Apesar deste obstáculo vários estudos foram realizados a respeito da química das BIFs (Bau & Dulski, 1996; Bolhar *et al.*, 2004; Bau & Alexander, 2009; Planavasky *et al.*, 2010).

Klein (2005) em um estudo sobre formações ferríferas pré-cambrianas afirma que estas possuem características químicas semelhantes, sendo enriquecidas em Fe total (20-40%) e sílica

(SiO₂) (43-56%). As concentrações de MgO e CaO variam, respectivamente, entre 1,2-6,7% e 1,75-9,0%, já os valores de Al₂O₃ variam entre 0,09 a 1,8%.

Os elementos traço apesar de apresentarem baixo conteúdo em BIFs (James, 1966) podem, por exemplo, ser utilizados como traçadores de contaminação detrítica. Dentre tais elementos se destacam em análises dessa natureza as concentrações de Sc, Sr, Zr, Hf, Ta e Th (Bau & Möller, 1993; Bolhar *et al.*, 2004; Bau & Alexander, 2009). Ademais, águas oceânicas do Neoarqueano apresentam razões de Zr/Hf significativamente baixas (Bau & Alexander, 2009).

Além dos elementos químicos maiores e traço, os elementos terras raras (ETR) devido a sua baixa mobilidade em processos pós deposicionais (Elderfield & Sholkovitz, 1987; Murray *et al.*, 1991) são utilizados em estudos de rochas de origem sedimentar para buscar melhor entendimento de sua gênese e ambientes deposicionais (Kato *et al.*, 1998). Os padrões de ETR para formações ferríferas são normalmente normalizados pela média do padrão de folhelho como o PAAS (Post Archean Australian Shales) (McLennan, 1989).

As variações nos padrões dos ETR para BIFs podem indicar além da origem e gênese, as misturas ou influência de diferentes fontes de material, como detríticas ou hidrotermais (GRAFT Jr., 1978).

Comumente, as BIFs do Arqueano e Paleoproterozoico exibem o seguinte padrão de assinatura em ETR:

- Baixo conteúdo em elementos terras raras;
- $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{SN}} < 1$ e $(\text{Eu}/\text{Sm})_{\text{SN}} > 1$ (Bau & Möller, 1993);
- Desfalque de ETR leves (ETRL) em relação aos ETR pesados (ETRP), esse padrão indica um ambiente marinho oxigenado (Planavsky *et al.*, 2010);
- Anomalias positivas de Európio (Eu), calculada pela razão $\text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu}(\text{SN}) / (0,66 \text{Sm}(\text{SN}) + 0,33 \text{Tb}(\text{SN})))$ (Planavsky *et al.*, 2010). Esta é relacionada à contribuição de fluidos hidrotermais na bacia sedimentar de deposição, resultante da lixiviação de rochas máficas e ultramáficas de fundo oceânico (Bau & Dulski, 1996).
- Anomalia positiva de ítrio (Y);
- Anomalias negativas de Cério (Ce). Esta anomalia normalizada ao padrão dos folhelhos PAAS podem indicar uma anomalia negativa verdadeira de Ce ou ser reflexo de uma anomalia positiva de La (Bau & Dulski, 1996);
- Para o cálculo da anomalia negativa de Ce foi utilizado as razões $\text{Pr}/\text{Pr}^* = (\text{Pr}(\text{SN}) / (0,5 \text{Ce}(\text{SN}) + 0,5 \text{Nd}(\text{SN})))$ e $\text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce}(\text{SN}) / (0,5 \text{Pr}(\text{SN}) + 0,5 \text{La}(\text{SN})))$. A

anomalia negativa de Ce(SN) é indicada pelo resultado $(Pr/Pr^*)_{SN} > 1$, sendo que a anomalia positiva de Ce é indicada por $(Pr/Pr^*)_{SN} < 1$. A combinação dos resultados $(Ce/Ce^*)_{SN} < 1$ e $(Pr/Pr^*)_{SN} \approx 1$ indica uma anomalia positiva de La(SN) (Planavsky et al., 2010; Bau & Dulski, 1996).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

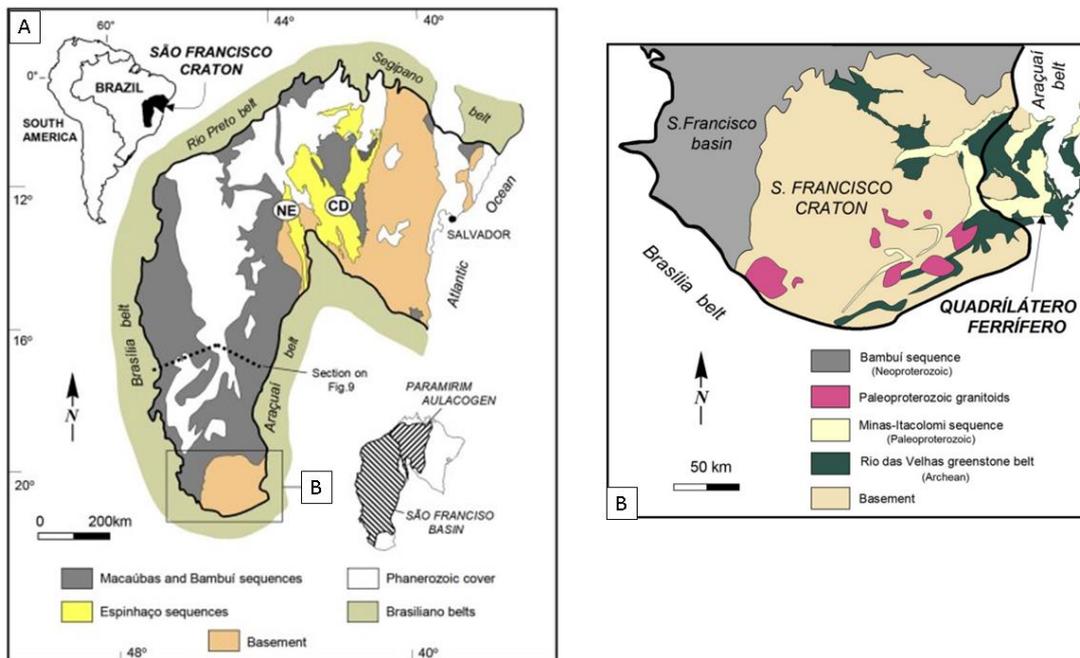
3.1 Contexto Geológico

O furo de sonda em estudo localiza-se no setor leste do Sinclinal Dom Bosco que, por sua vez, está localizado na porção sul do Quadrilátero Ferrífero-MG, que se encontra na região meridional do Cráton São Francisco, Brasil.

3.2 O Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco (Almeida, 1977) (CSF) (FIG. 6) é uma unidade geotectônica constituída por rochas depositadas entre o paleoarqueano e o neoproterozoico, não afetadas pelas orogenias do fanerozoico. Seu embasamento é composto por um núcleo de idade arqueana e dois segmentos orogênicos de idade paleoproterozoica, e é delimitado pelos orógenos Brasília, Araçuaí, Rio Preto, Sergipano e Riacho do Pontal. Entre as entidades geotectônicas que compõem o Cráton São Francisco destacam-se o Aulacógeno Paramirim, Cinturão Mineiro, Bacia do São Francisco e o Quadrilátero Ferrífero (Almeida *et al.*, 1981; Alkmim & Martins-Neto, 2012).

Figura 6 - Mapa do Cráton São Francisco com suas principais unidades tectônicas e estratigráficas e Zoom na porção sul do Cráton São Francisco indicando a localização do Quadrilátero Ferrífero



Fonte: modificado de Alkmim & Martins-Neto, 2012

3.3 O Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero (FIG. 7) está localizado na região sudeste do CSF, no estado de Minas Gerais, e é uma das províncias minerais mais importantes do mundo com grande concentração de ouro, ferro e manganês (Dorr, 1969).

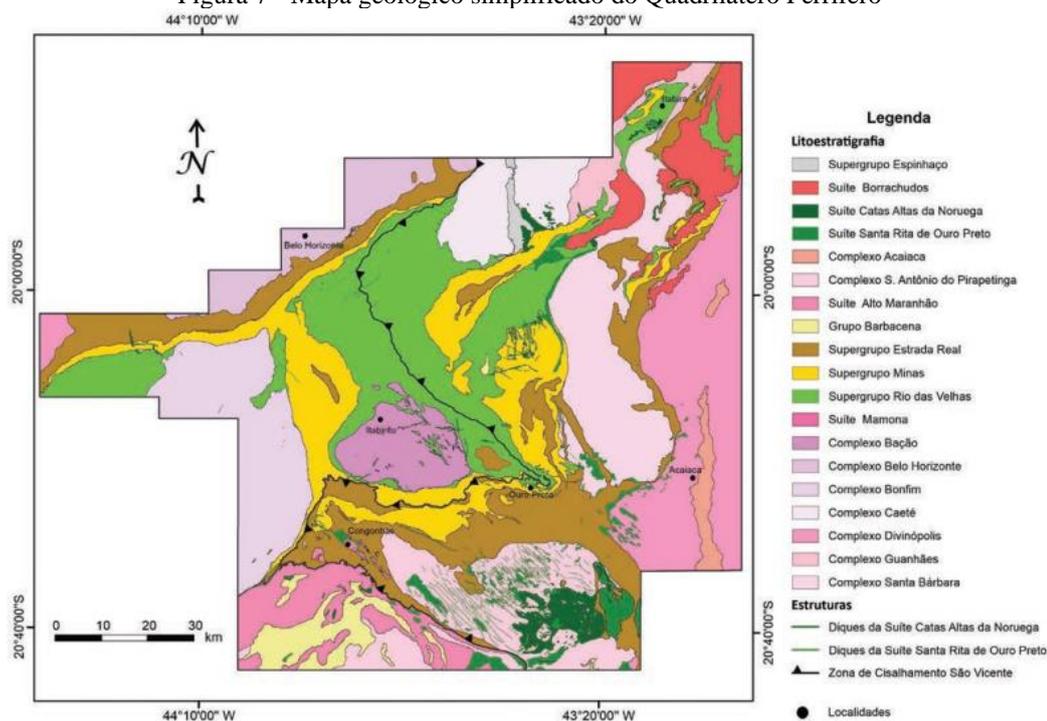
3.3.1 *Embasamento*

O embasamento cristalino do Quadrilátero Ferrífero é composto por rochas arqueanas do tipo TTGs (tonalito, trondhjemitó e granodiorito), gnaisses bandados, veios e diques de leucogranitos e pegmatitos, granitos levemente foliados e gnaiss migmatítico. Esses litotipos estão localizados em complexos metamórficos (e.g., Santa Bárbara, Bonfim, Bação, Divinópolis, Caeté, Belo Horizonte, dentre outros) (FIG. 8) associados a quatro eventos magmáticos, Santa Bárbara (3220-3200 Ma), Rio das Velhas I (2920-2850 Ma), Rio das Velhas II (2800-2760 Ma) e Mamona (2760-2680 Ma) (Carneiro 1992; Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015; Farina *et al.*, 2016).

3.3.2 *Supergrupo Rio das Velhas*

O Supergrupo (SG) Rio das Velhas (Dorr, 1969) sobrepõe o embasamento e é constituído por uma sequência de rochas arqueanas do tipo *greenstone belts*, caracterizadas por uma associação de rochas máficas e ultramáficas (komatiitos e basaltos) e rochas metassedimentares. Esta grande unidade é dividida em três grupos, Quebra-Osso, Nova Lima e Maquiné (Dorr, 1969; Schorscher, 1978) (FIG. 8). O Grupo Quebra-Osso é composto por uma associação de rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas e félsicas. Sobre este ocorre o Grupo Nova Lima, composto por uma sequência metavulcanossedimentar e metavulcanoclástica. O Grupo Maquiné encontra-se no topo do Supergrupo Rio das Velhas, é composto por uma associação de rochas metassedimentares não-marinhas (Baltazar & Zucchetti, 2007; Endo *et al.*, 2019).

Figura 7 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero



Fonte: Endo *et al.*, 2019

3.3.3 Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas de idade paleoproterozoica encontra-se em discordância sobre o SG Rio das Velhas (Dorr, 1969), e é dividido em quatro grupos Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba. Essa sequência constitui uma sucessão continental-marinha metassedimentar clástica e química com cerca de 3424 metros de espessura (Dorr, 1969), que representa a evolução de uma bacia (Minas) de margem passiva (Alkmim & Martins-Neto, 2012).

Os grupos Tamanduá (Dorr, 1969) e Caraça (Dorr, 1957) são constituídos por pelitos, xistos ferruginosos, quartzitos e conglomerados aluviais e marinhos, que registram a fase *ritfe* da bacia Minas e a transição para margem passiva (Alkmim & Marshak, 1998).

O Grupo Itabira (Dorr, 1957) possui aproximadamente 1100 metros de espessura, e é constituído por rochas metassedimentares químicas marinhas (Dorr, 1969) que representam a margem passiva da bacia Minas (Alkmim & Marshak, 1998). Este é dividido em duas formações, Cauê e Gandarela. A Formação Cauê possui espessura aproximada de 350 metros e é constituída por itabiritos (silicoso, dolomítico, anfíbolítico, magnetítico e manganésífero), quartzitos, filitos e mármore (Endo *et al.*, 2019). Sobre a Formação Cauê ocorre a Formação Gandarela composta por mármore dolomítico, filito dolomítico, filito e dolomito ferruginoso (Spier *et al.*, 2007).

O Grupo Piracicaba (Dorr, 1957) é composto de rochas metassedimentares marinhas profundas com cerca de 1280 metros de espessura (Endo *et al.*, 2019). Este grupo é dividido em quatro formações, Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro. A Formação Cercadinho é constituída por filitos, quartzitos ferruginosos, dolomitos, xistos sericíticos e metaconglomerados. A Formação Cercadinho ocorre em contato gradacional com a Formação Fecho do Funil composta por filitos, filitos dolomíticos e dolomitos quartzosos. Sobreposta a essa, tem-se a Formação Taboões composta por ortoquartzitos. A formação de topo do Grupo Piracicaba é a Barreiro constituída por filitos, filitos grafitosos e xistos (Endo *et al.*, 2019).

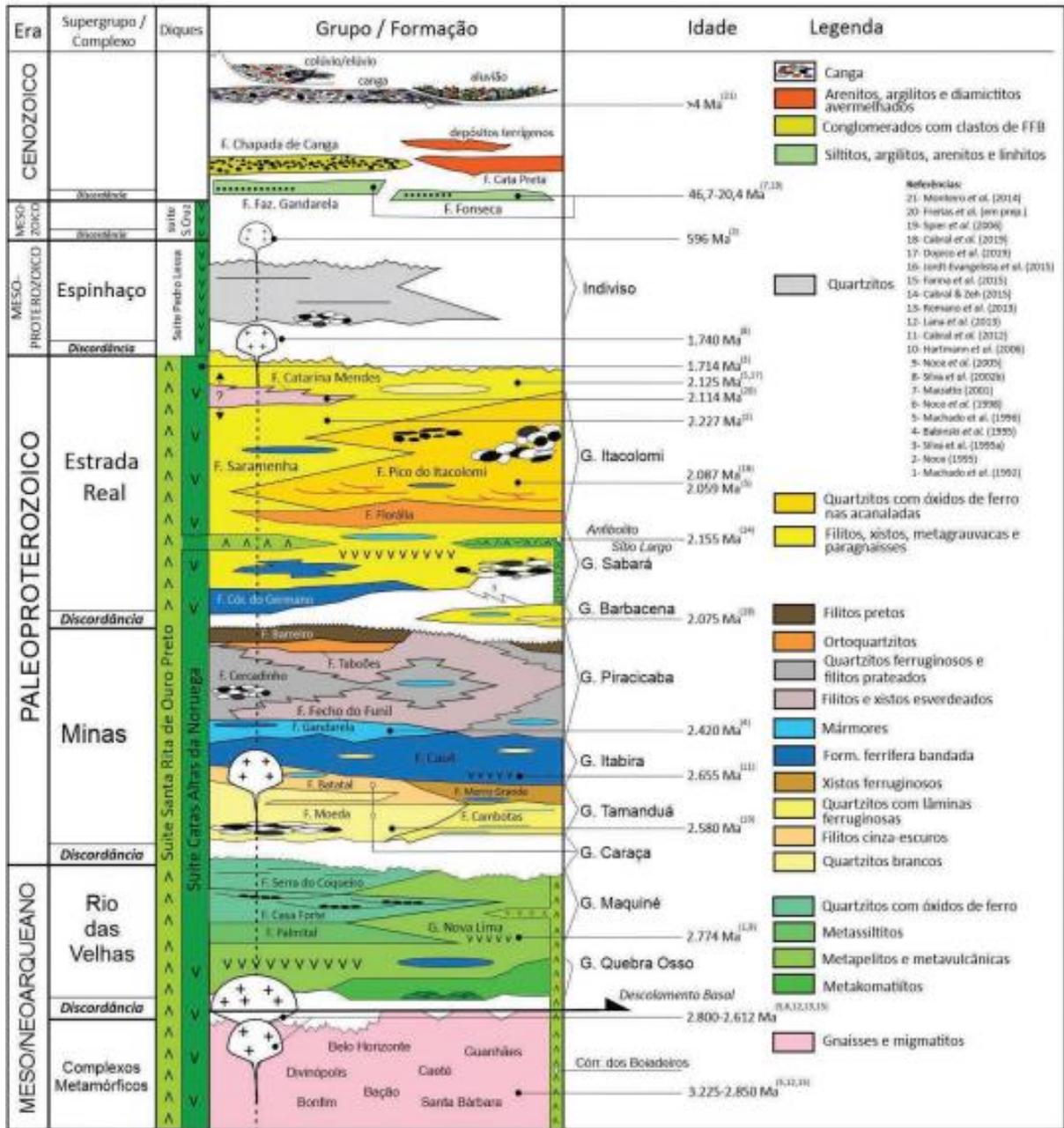
3.3.4 *Supergrupo Estrada Real*

O Supergrupo Estrada Real (Teixeira da Costa, 1961 apud Endo *et al.*, 2019) também de idade paleoproterozoica encontra-se acima do Supergrupo Minas em um contato por discordância. Este supergrupo é constituído por dois grupos, Sabará e Itacolomi (Endo *et al.*, 2019). O Grupo Sabará (Gair, 1958 apud Endo *et al.*, 2019) é constituído por turbiditos pelíticos, metagrauvascas, diamictitos, xistos quartzosos, clorita xistos, formação ferrífera lenticular e metachert, com cerca de 1750 metros de espessura (Endo *et al.*, 2019). Essa composição representa sedimentos sin-orogênicos de uma colisão de arco magmático espalhados sobre uma bacia em evolução sobre a margem do cráton (Alkmim & Martins-Neto, 2012). O Grupo Itacolomi (Dorr, 1969) é composto por quartzito com estratificação cruzada acanalada, metaconglomerados, filito (Endo *et al.*, 2019). De acordo com Alkmim e Marshak (1998), esses sedimentos originais foram depositados em grábens durante a fase de colapso do orógeno paleoproterozoico na borda arqueana do Cráton São Francisco.

3.3.5 *Intrusões de diques*

Intrusões de diques máficos e ultramáficos ocorrem em todo o Quadrilátero Ferrífero, de idade mais jovem que as unidades citadas anteriormente (vide em Endo *et al.*, 2019 para maiores detalhes).

Figura 8 - Coluna estratigráfica e litodêmica do Quadrilátero Ferrífero

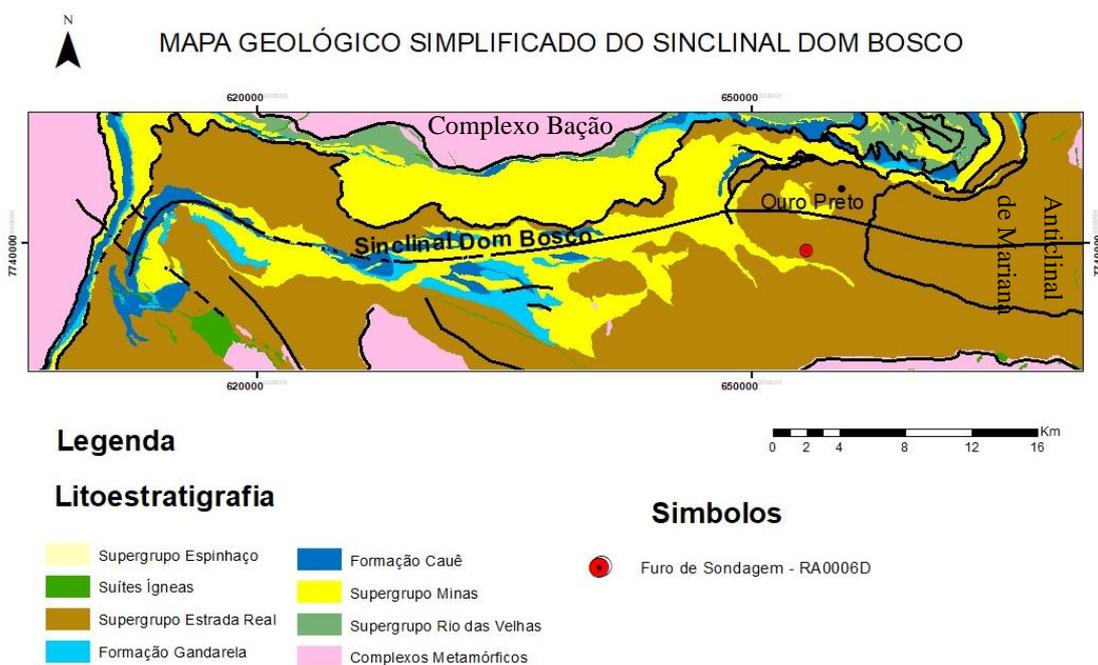


Fonte: Endo *et al.*, 2019

3.4 O Sinclinal Dom Bosco

O Sinclinal Dom Bosco (SDB) é uma megaestrutura de eixo principal E-W localizada na porção sul do QFe (FIG. 9), sendo delimitada a norte pelo Complexo Metamórfico Bação. Na sua parte oeste, encontra-se conectado ao Sinclinal Moeda e se confunde à leste com a expressão regional da porção periclinal do Anticlinal de Mariana (Dorr, 1969; Almeida *et al.*, 2004).

Figura 9 - Mapa geológico simplificado do Sinclinal Dom Bosco e localização do furo de sondagem



Fonte: Modificado de Endo *et al.*, 2019

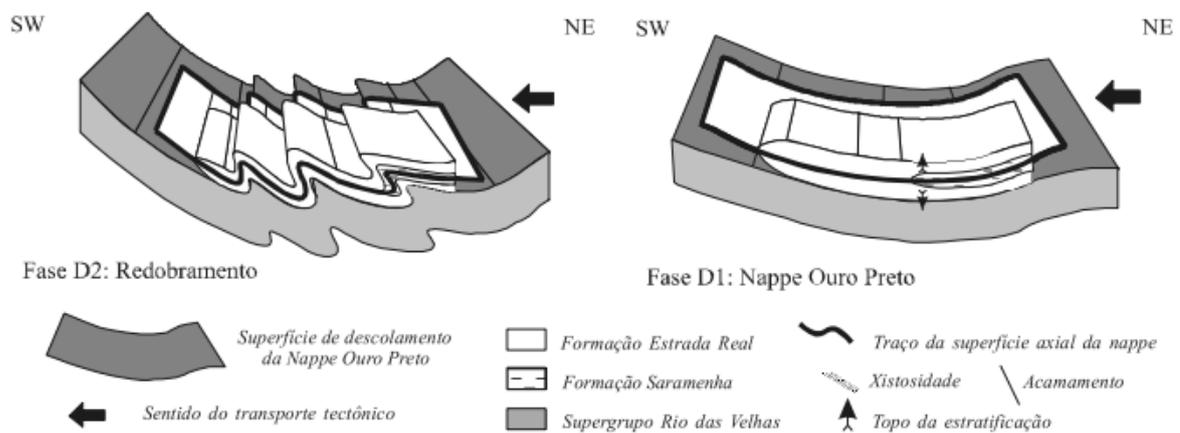
O SDB tem sua evolução tectônica amplamente discutida ao longo dos anos, e por sua complexidade, existem vários modelos propostos (Dorr, 1969; Almeida *et al.*, 2004; Endo *et al.*, 2019). A seguir serão abordados três desses modelos.

Dorr (1969) dividiu a megaestrutura em duas partes principais de acordo com as falhas predominantes em cada uma delas. A parte leste é caracterizada por falhas de empurrão e transcorrentes, com sentido de transporte tectônico dirigido para oeste. Em consequência da sucessão de falhas de empurrão nesta porção o Supergrupo Rio das Velhas foi empurrado sobre os Supergrupos Minas e Estrada Real, e o SG Minas foi empurrado sobre o SG Estrada Real. Na parte central e oeste, as falhas de empurrão com vergência para oeste, predominantes na porção oriental, são gradualmente alteradas para um conjunto de dobras internas complexas, onde o eixo das dobras menores são paralelos ao eixo de dobras maiores. Na porção extremo oeste do SDB, a parte norte é composta por uma dobra simples, enquanto a parte sul é composta por falhas complexas.

De acordo com o mesmo autor, o início da estruturação do SDB ocorreu com a elevação do bloco Rio das Velhas para o norte e um grande bloco para o sul. A presença de falhas de empurrão na porção sul do sinclinal dá indícios que o bloco meridional foi primeiro ativo. O Complexo Bação situado ao norte da SDB teria feito que o movimento tivesse direção para oeste ao invés de continuar para norte. O último evento ocorreu sobre a falha do Engenho com componente ascendente no bloco sul e possivelmente uma componente para oeste (Dorr, 1969).

Outro modelo proposto para a evolução tectônica-estrutural para o Sinclinal Dom Bosco foi postulado por Almeida *et al.* (2004). Segundo este, o arcabouço estrutural é caracterizado por duas fases de dobramentos coaxiais, D₁ e D₂, ambas com vergência para SSW. A fase D₁ é composta pela nappe Ouro Preto com desenvolvimento de xistosidade S₁, plano-paralela ao acamamento sedimentar. A nappe localizada na porção centro-sul do SDB cavalgou as unidades inferiores do QFe por descolamento basal, e apresenta estratigrafia invertida nos grupos Itabira, Piracicaba e Sabará. Posteriormente a superfície do descolamento foi reativada com o nome de falha do Engenho. A fase D₂ é caracterizada pelo redobramento da nappe de Ouro Preto, que ocasionou a xistosidade S₂, plano-axial de dobras F₂ (Almeida *et al.*, 2004) (FIG. 10).

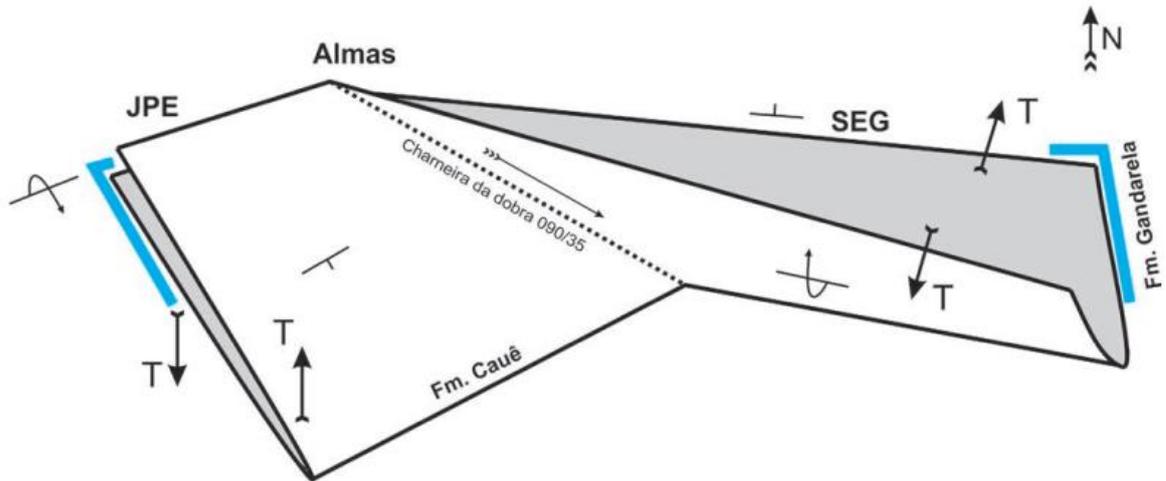
Figura 10 - Síntese dos elementos estruturais das fases de deformação D₁ e D₂



Fonte: Almeida et al., 2004

Endo *et al.* (2019) propõem que a nappe Ouro Preto passou por um processo de deformação correspondente à interferência da faixa Ribeira em relação ao orógeno Brasília, resultando em um vetor tectônico dirigido de Sul para Norte. Devido a esse processo, o SDB foi gerada em um sistema de dobras de direção axial E-W. De acordo com o autor, o Sinclinal Dom Bosco passaria por uma amplificação na sua porção centro-oeste e inversão da vergência de Norte para Sul, seguida de rotação e redobramento do sinclinal em geometria “L” (FIG. 10). A dobra em “L” seria resultado do movimento do bloco Barbacena para norte, indo em direção ao Complexo Bação (FIG. 11) e dividiria o SDB em dois sinformes: sinforme de Segredo, de direção axial NW-SE com vergência para sul, e sinforme de João Pereira, de direção axial N-S com vergência para oeste (FIG. 12). Além destas feições, Endo et al (2019) afirmam que no SDB há uma inversão estratigráfica do Supergrupo Minas, dispondo a Formação Gandarela sotoposta à Formação Cauê.

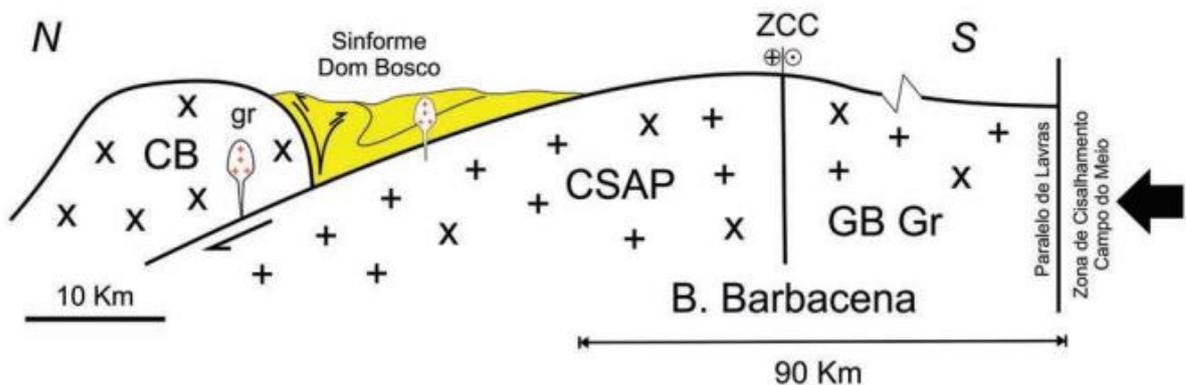
Figura 11 - Modelo do redobramento em "L" do Sinclinal Dom Bosco na porção centro-oeste



Fonte: Endo et al., 2020

Nota: SEG = sinforme de Segredo; JPE = sinforme de João Pereira. T = indica o topo estratigráfico

Figura 12 - Modelo da relação entre o Complexo Bação (CB) e o bloco Barbacena



Fonte: Endo et al., 2020

Nota: ZCC = Zona de Cisalhamento Congonhas. CSAP = Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Gr = Granitoides Paleoproterozoicos. GB = Grupo Barbacena

3.5 Geologia Local

A geologia local a ser apresentada encontra respaldo no relatório disponibilizado pela empresa responsável pelo furo de sondagem, sendo que a coleta das amostras foi realizada no galpão de armazenamento do furo. Nas proximidades da localidade, foram encontradas e descritas seis litologias i) Complexo Bação; ii) Grupo Nova Lima; iii) Grupo Caraça; iv) Grupo Itabira (Formação Cauê); v) Grupo Piracicaba, e vi) coberturas cenozoicas.

O Complexo Bação está representado por granitoide formado por quartzo, plagioclásio e turmalina. Além desse litotipo, ocorrem veios pegmatíticos formados por caulim e turmalina negra. Seu contato com as unidades adjacentes é marcado por falhas transpressivas.

O Grupo Nova Lima é composto por xisto verde de origem metassedimentar, quartzo-muscovita-sericita xisto, filito com intercalações de quartzito e formação ferrífera. As rochas encontram-se dobradas e crenuladas. O contato de base ocorre com o Complexo Bação e está intensamente cisalhado e marcado por uma falha transpressiva. O contato de topo ocorre com o Grupo Caraça e é marcado por uma falha transpressiva.

O Grupo Caraça é composto por quartzito sericítico de cor amarelo claro, granulação média, com intercalação de filito sericítico. O contato de topo ocorre com o Grupo Itabira (especificamente com formações ferríferas) de forma normal e gradacional.

O Grupo Itabira foi observado em campo apenas na Formação Cauê, constituída por itabiritos, aflorantes por toda a área de estudo. O itabirito mais rico apresenta cor cinza escura, sendo que o quartzo existente encontra-se liberado da rocha por processos supergênicos predominando as bandas de hematita e/ou magnetita. O itabirito ocorre também com bandas milimétricas a centimétricas de quartzo finamente cristalizado de coloração amarelada ou branca e bandas de hematita/magnetita.

O Grupo Piracicaba é composto por quartzito ferruginoso de granulação fina e filito cinzento que predomina como o litotipo da sequência. O contato de base é gradacional com o Grupo Itabira. As coberturas cenozoicas são compostas por lateritas com diversos aspectos texturais e granulométricos, que representam uma carapaça ferruginosa superficial que chega até 10 metros, frequentemente porosa e formada por fragmentos centimétricos a decimétricos de hematita e itabirito.

3.6 Itabiritos da Formação Cauê

As definições e classificações de formações ferríferas abordadas até aqui foram baseadas em estudos de rochas nos E.U.A, Canadá e Austrália. Buscando dar maior destaque para o contexto regional do QFe, serão abordados estudos sobre as formações ferríferas presentes na Formação Cauê.

3.6.1 Definição e Classificação

Dorr (1964) definiu o termo itabirito para se referir ao produto de uma formação ferrífera laminada, metamorfizada, na qual o *chert* ou jaspe, foram recristalizados em quartzo granular, e o ferro está presente como hematita, magnetita ou martita. O mesmo autor em 1969,

determinou que os tipos de itabiritos presentes no QFe seriam: fresco, dolomítico, anfíbolítico e formações ferríferas de fácies carbonáticas.

Rosière *et al.* (1993), Rosière & Chemale Jr. (2000) classificam os tipos de itabiritos em: quartzítico, dolomítico e anfíbolítico com base nos aspectos mineralógicos. Spier *et al.* (2007) aprofundam os estudos sobre os tipos dolomítico e quartzoso (silicoso) determinando suas composições geoquímicas. O primeiro tipo, de acordo com o autor, é composto por 98% de Fe₂O₃, CaO, MgO e LOI (material não consolidado), e o segundo tipo constituído por 98% de Fe₂O₃ e SiO₂. Em ambos litotipos Spier *et al.* (2007) ressaltam o baixo conteúdo de ETR+Y.

Amorim & Alkmim (2011), a partir dos estudos feitos por Dorr (1969), Rosière *et al.* (2008) e Spier *et al.* (2007), propõem uma nova classificação para os itabiritos encontrados no QFe, baseada na composição mineralógica e geoquímica. Eles seriam divididos em quatro tipos: itabirito silicoso, dolomítico, anfíbolítico e magnetítico. A tabela da FIG. 3.1, indica a relação entre o tipo, seus minerais essenciais e acessórios, e composição química.

Figura 13 - Tabela de Classificação de Itabiritos

		Itabirito Silicoso		Itabirito Dolomítico		Itabirito Anfíbolítico		Itabirito Magnetítico	
		Minerais Essencias	Minerais Acessórios	Minerais Essencias	Minerais Acessórios	Minerais Essencias	Minerais Acessórios	Minerais Essencias	Minerais Acessórios
Mineralogia	Bandas Escuras	Hematita, Martita	Mt, Se, Qz, Py, MnOx	Hematita, Martita	Mt, Qz, Dl, MnOx	Hornblenda, Grunerita	Hm, Ma, Mt, Qz, Dl, Af	Magnetita, Martita, Hematita, Grunerita	Hm, Ma, Qz, Af, Ca, Cl, Bi, Sp, Tc
	Bandas Claras	Quartzo	Hm, Ma, Cl, Se, Dl, Py, MnOx	Dolomita	Hm, Ma, Qz, Py, Tc, MnOx	Tremolita, Actinolita	Hm, Ma, Mt, Qz, Dl	Quartzo, Carbonato	Mt, Hm, Ma, Qz, Af, Ca, Cl, Bi, Sp, Tc
Geoquímica	Fe	30 - 40%		35%		35%		25 - 35%	
	SiO ₂	40 - 60%		<1%		45%		35 - 55%	
	MgO	<0,1%		15%		<1%		2 - 10%	
	CaO	<0,1%		10%		<1%		2 - 10%	
	PPC	1 - 2%		>5%		1 - 2%		>5%	

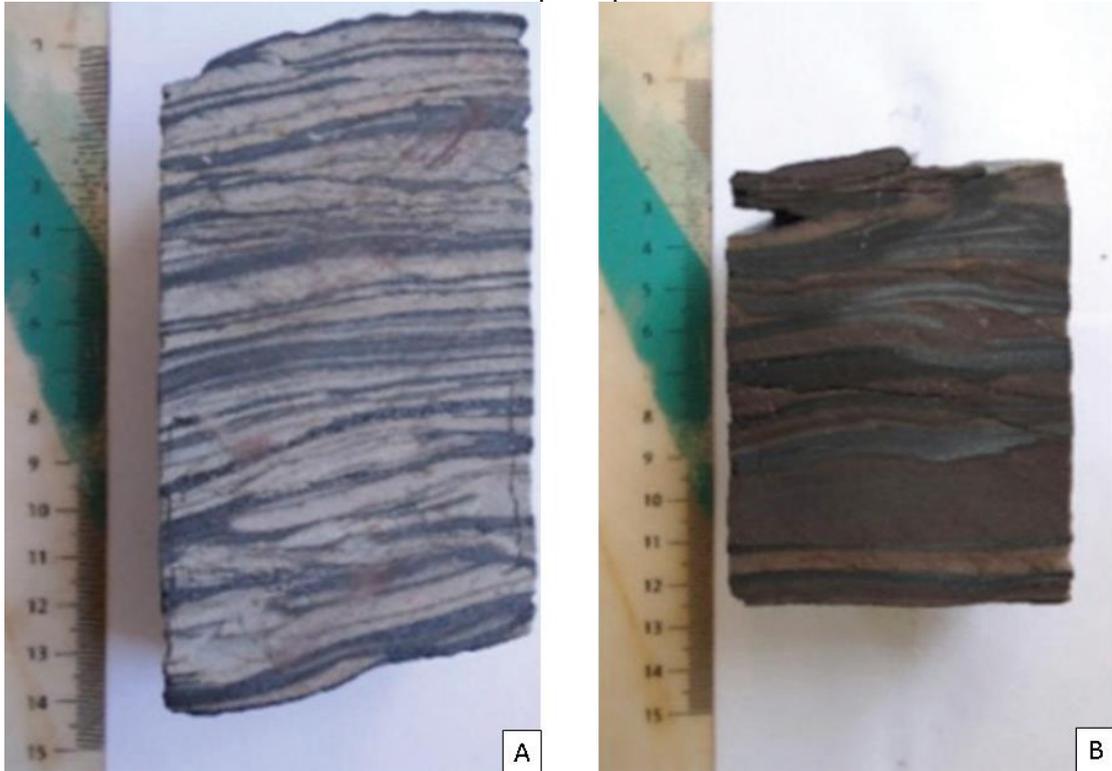
Fonte: modificado de Amorim e Alkmim, 2011

Nota: Legenda – Af = Anfíbolio, Cl = Clorita, D = Dolomita, Hm = Hematita, Mt = Magnetita, Ma = Martita, MnOx = Óxidos de Manganês, Py = Pirofilita, Qz = Quartzo, Se = Sericita, Tc = Talco, Ca = Carbonato, Sp = Stilplomelana, Bi=Biotita.

O Itabirito Silicoso (FIG. 14-A) é o tipo dominante no Quadrilátero Ferrífero, sendo que as demais faciologias ocorrem como lentes ou camadas na Formação Cauê. O Itabirito Dolomítico (FIG. 14-B) ocorre com maior frequência na porção oeste do QFe, enquanto o Itabirito Anfíbolítico (FIG. 15-A) é mais comum na porção leste. Já o Itabirito Magnetítico (FIG. 15-B) ocorre bastante intemperizado, como formação ferrífera Goethítica, e é mais frequente na porção oeste do QFe (Amorim & Alkmim, 2011 e Alkmim, 2014). Pires *et al.*, (2005) em Amorim & Alkmim (2011) indicam que o Itabirito Magnetítico através de sua

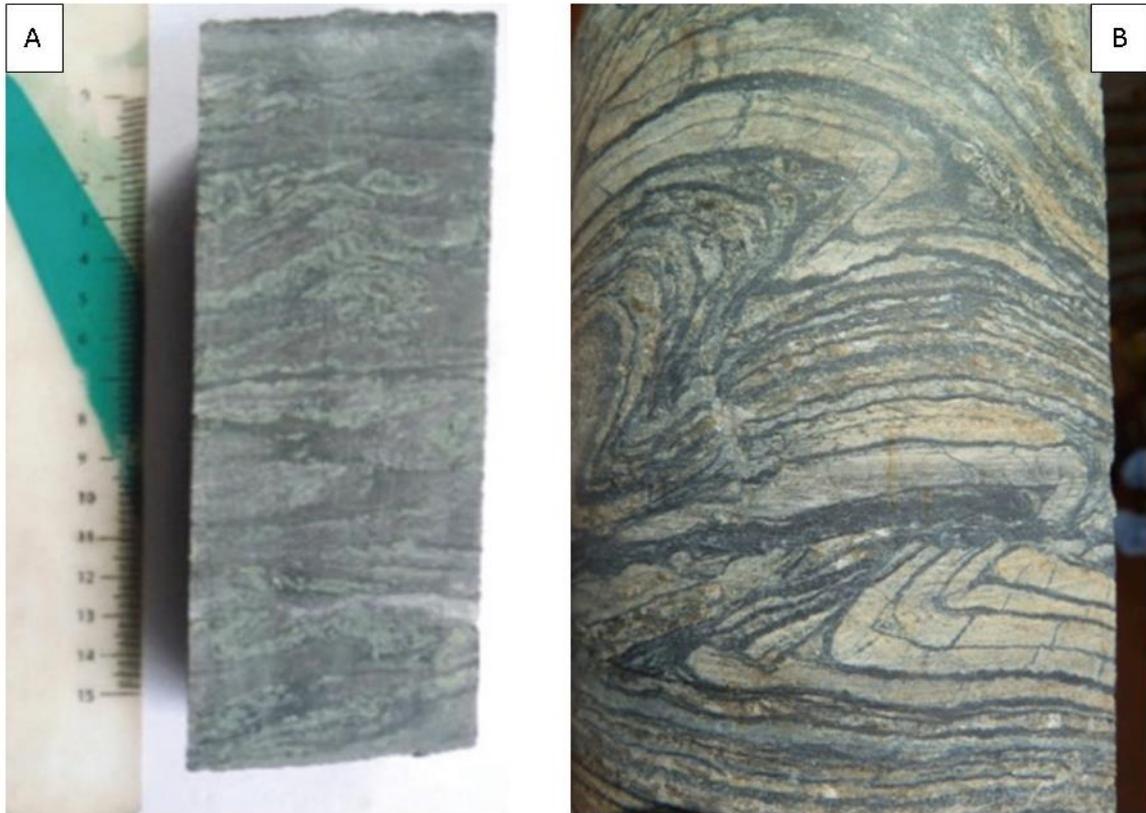
composição geoquímica e estruturas macroscópicas está associado a uma origem vulcânica (sugerido, por exemplo, pela ocorrência de stilplomelana).

Figura 14 - A) Itabirito Silicoso com bandas claras compostas majoritariamente por quartzo e bandas escuras compostas por óxidos de ferro. B) Itabirito Dolomítico de bandas claras compostas essencialmente por dolomita e bandas escuras compostas por óxidos de ferro



Fonte: Endo et al., 2019

Figura 15 - A) Itabirito Anfibolítico ressaltando a alternância entre bandas claras dominadas por anfibólio e bandas escuras-cinzas compostas essencialmente por óxidos de ferro. B) Itabirito Magnetítico exibindo dobras milimétricas e composto por bandas claras compostas por quartzo e/ou carbonatos e bandas escuras compostas por óxidos de ferro



Fonte: Endo et al., 2019

Alkmim (2014) em um estudo na Serra Azul e na Serra do Gandarela encontrou e classificou os itabiritos nos litotipos Silicoso, Anfibolítico, Magnetítico, Goethítico e Manganêsífero. Na Serra Azul o Itabirito Silicoso era composto por bandas de quartzo composta majoritariamente por quartzo e por bandas de óxidos de ferro compostas por hematita, magnetita e goethita, sua composição química de elementos maiores é dada por 43,76% de SiO_2 , 50,54% de Fe_2O_3 , 0,10% de MgO , 0,043% de CaO e 2,10% de perda por calcinação (PPC), o magnetismo é baixo a moderado. Já o Itabirito Magnetítico é composto por bandas ricas em quartzo, anfibólios e carbonatos (dolomita e calcita) e bandas ricas em ferro com grãos de magnetita com maior proporção em relação à hematita, sua química de elementos maiores é dada por 23,86% de Fe_2O_3 , 38,67% de SiO_2 , 6,09% de PPC, 4,96% e 4,20% de MgO e CaO respectivamente, o magnetismo desse litotipo foi descrito como alto. Na Serra do Gandarela o Itabirito Silicoso foi descrito sendo composto por bandas de quartzo, onde em algumas porções avermelhadas foi classificada com *chert*, e por bandas de óxidos de ferro com maior proporção de hematita e menores proporções de magnetita e goethita. Seu magnetismo é baixo a moderado

e sua química de elementos maiores é marcada por 56,72% de Fe_2O_3 , 40,85% de SiO_2 , 0,104% de MgO , 0,018% de CaO e 1,90% de PPC. Em todos os itabiritos descritos por Alkmim (2014) ocorre baixa concentração de elementos terras raras e ítrio, com anomalias positivas em Eu e empobrecimento dos ETR leves em comparação com os ETR pesados.

Paula *et al.* (2023) em estudo localizado na Mina do Segredo, situada na porção oeste da Sinclinal Dom Bosco encontra itabiritos do tipo Dolomítico descritos como uma rocha composta por bandas de ferro, composta essencialmente por hematita, alternada com bandas de dolomita, sendo talco, calcita e apatita os minerais acessórios. A composição química média dos elementos maiores é 32,79% de Fe_2O_3 , 1,30% de SiO_2 , 12,05% de MgO , 18,05% de CaO e 28,88% de PPC. Os elementos ETR+Y tem baixa composição total, apresentam anomalia positiva de Eu e tem desfalque dos ETR leves em relação aos ETR pesados.

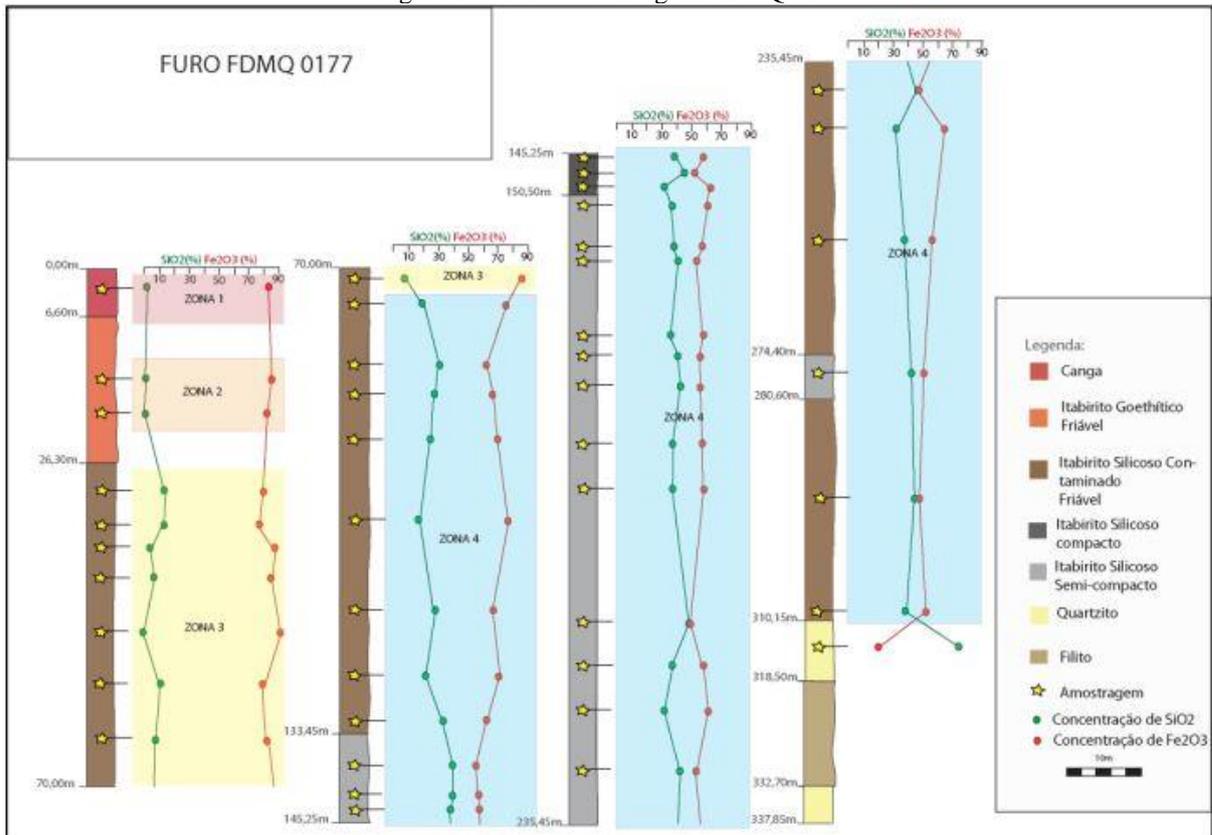
3.6.2 Químioestratigrafia

A aplicação da químioestratigrafia para definir uma sequência estratigráfica para os diferentes litotipos de itabiritos presentes no QFe baseia-se nas características geoquímicas, que englobam a química de elementos maiores, menores e traço, incluindo os elementos terras raras, suportados ainda pela química isotópica.

Alkmim (2014) realizou um estudo químico e estratigráfico de itabiritos da Formação Cauê na Serra do Gandarela e na Serra Azul. Para fins de exemplificação, serão abordados a seguir dois furos de sondagens e sua químioestratigrafia.

O furo FDMQ 0177 (FIG. 16) realizado na Serra do Gandarela tem ao todo 337,85 metros de profundidade e apresenta apenas dois tipos de itabirito: goethítico (produto da alteração do itabirito magnetítico) e silicoso. A base do furo é composta por filito e quartzito, sobrepostos por itabirito silicoso na profundidade de 310,15 metros até 26,30 m. Por cerca de 20 metros, até a profundidade de 6,60 metros tem-se o itabirito goethítico, sendo o topo da sequência composto por canga ferruginosa. A composição química do furo pode ser dividida em duas zonas: i) zona com predomínio de óxidos de ferro nos primeiros 145 metros e ii) zona após 145 metros com valores de SiO_2 e Fe_2O_3 mais próximos.

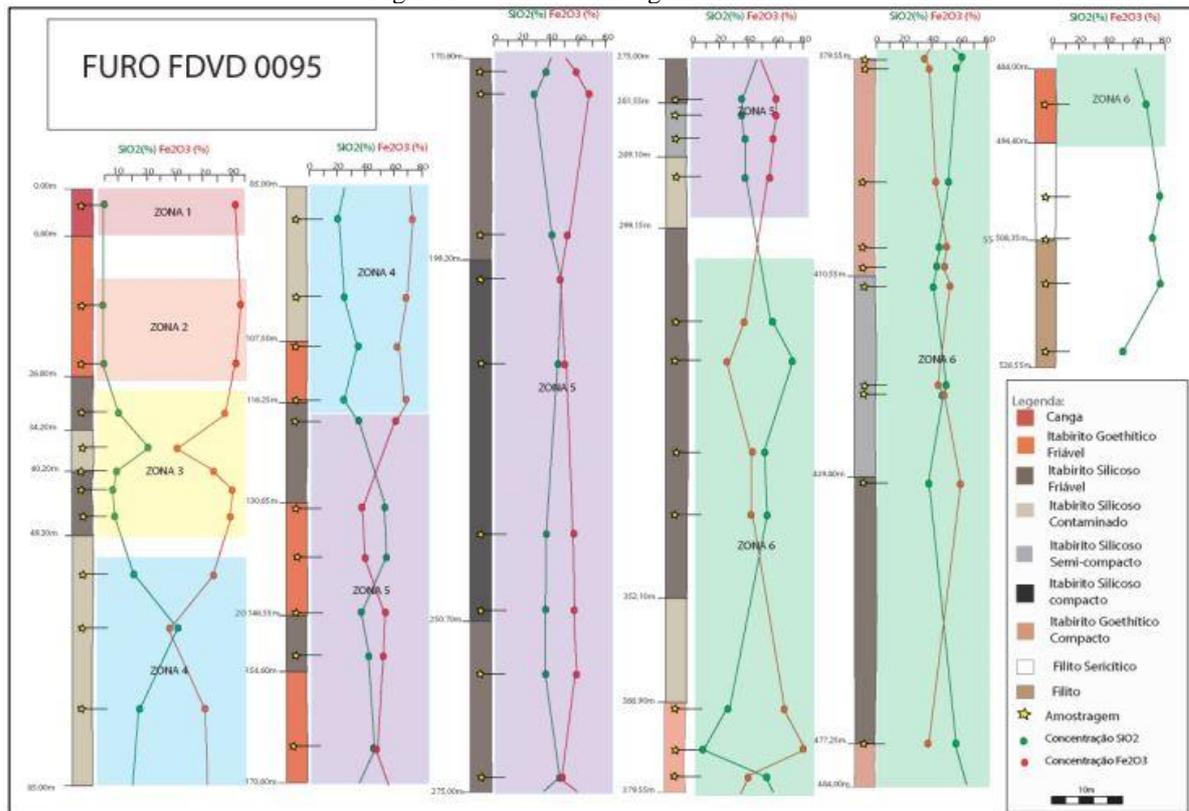
Figura 16 - Furo de sondagem FDMQ 0177



Fonte: Alkmin, 2014

O furo FDVD 0095 (FIG. 17) tem ao todo 526,55 metros de profundidade e apresenta também dois tipos de itabirito: goethítico e silicoso. A base do furo é formada por filito e filito sericíticos, da profundidade de 494,40 metros até 477,25 metros ocorre o itabirito goethítico, em sequência o itabirito silicoso ocorre até a profundidade de 410,55 metros, seguido de outro intervalo de itabirito goethítico de 410,55 até 366,90 metros, onde volta a aparecer o itabirito silicoso se estendendo até 170,60 metros de profundidade. Após esse ponto ocorre uma intercalação de itabirito silicoso e goethítico (FIG. 17) até 6,80 metros. Vale ressaltar que o itabirito goethítico ocorre no intervalo entre 26,80 até 6,80 metros, de maneira semelhante ao furo FDMQ 0177. No topo da sequência ocorre canga ferruginosa. Nesse topo do furo até a profundidade de 116 m tem-se enriquecimento de óxidos de ferro em relação a sílica, porém a partir dessa profundidade ocorre maior proximidade entre a porcentagem química de Fe₂O₃ e SiO₂ que se estende até 477 metros de profundidade, onde ocorre o empobrecimento de Fe₂O₃ em relação a sílica.

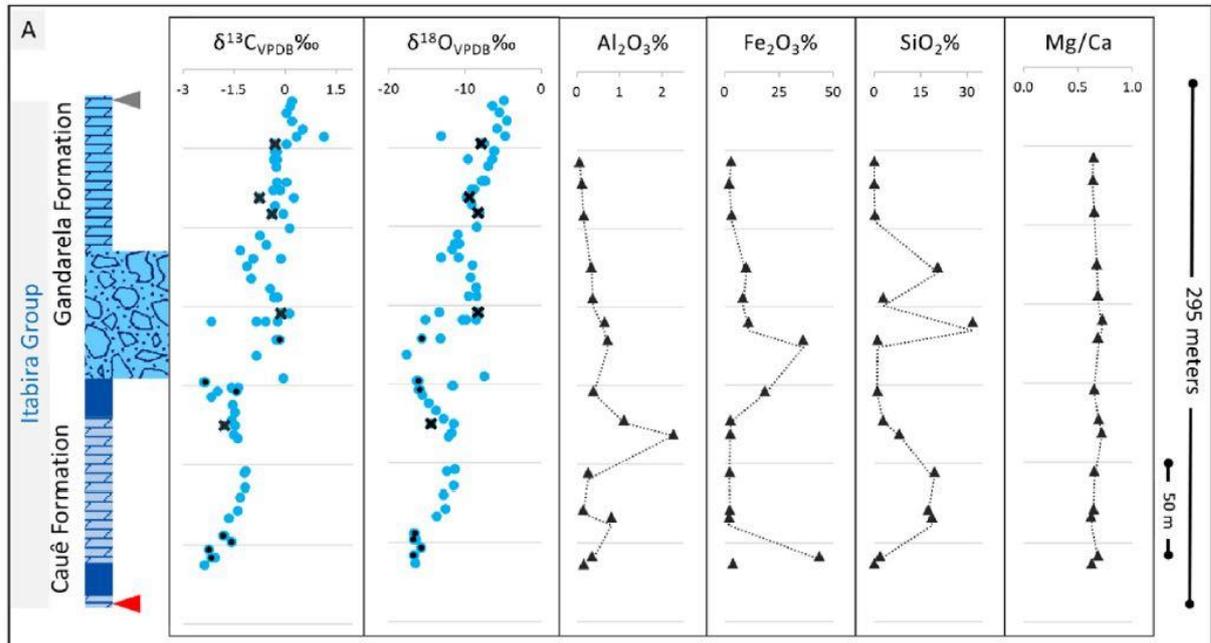
Figura 17 - Furo de sondagem FDVD 0095



Fonte: Alkmin, 2014

A coluna quimioestratigráfica do furo de sondagem FDSP0046 (FIG. 18) de Paula *et al.* (2023) está invertida com a estratigrafia real da região oeste da Sinclinal Dom Bosco, onde a Formação Cauê com Itabiritos Dolomíticos e Dolomitos impuros estão sobrepostos à Formação Gandarela, composta por dolomitos puros e conglomerados de composição carbonática. Essa coluna possui a espessura de 295 metros, começando na profundidade de 185m indo até 480m. Esse trecho tem o predomínio de dolomito, tanto puro quanto impuro, com pequenos intervalos de Itabirito Dolomítico. Dessa forma há predomínio de CaO e MgO em relação os óxidos de ferro (Fe₂O₃), esses últimos com valores baixos entre 0 e 15%, com picos apenas nos intervalos de BIF, podendo atingir aproximadamente 50%. Por fim, a presença de SiO₂ é relativamente baixa com valores muitas vezes próximos de 0% e com pico de 30%.

Figura 18 - Coluna quimioestratigráfica do furo de sondagem FDSP0046



Itabira Group

Gandarela Formation

 Pure Dolostone

 Intraformational conglomerate

Cauê Formation

 Impure Dolostone

 Dolomitic BIF

Fonte: Paula *et al.*, 2023.

Nota: A estratigrafia do furo está invertida, desta forma a Formação Cauê encontra-se sobreposta à Formação Gandarela.

4 RESULTADOS

4.1 Faciologias de Itabiritos

Os resultados obtidos através da descrição macroscópica dos testemunhos de furo de sondagem, da descrição microscópica das 15 lâminas delgadas polidas e da análise química de rocha total, centrada no conteúdo dos elementos maiores, estão dispostos nas tabelas TAB. 2, TAB. 3 e TAB.4. As amostras foram classificadas em quatro litotipos ou faciologias principais: Itabirito Silicoso, Itabirito Magnetítico, Mármore Dolomítico Ferruginoso e Xisto Ferruginoso.

Além das análises mencionadas e apesar de não ser o foco do presente estudo, é importante ressaltar que o intemperismo (principalmente nas amostras de topo) e feições estruturais como intrusões de veios de quartzo, dobras e falhas influenciam nas concentrações dos minerais de ferro e por vezes eliminam total ou parcialmente as estruturas metamórficas.

Tabela 2 - Geoquímica dos elementos maiores, em porcentagem em peso, e classificação de cada litotipo

Amostra	Litotipo	Geoquímica								
		%PPC	%Fe ₂ O ₃	%SiO ₂	%MgO	%CaO	%K ₂ O	%MnO	%P ₂ O ₅	%Al ₂ O ₃
RA01	Silicoso	0,23	43,8	54,1	0,01	0,03	0,04	<0,01	0,05	0,39
RA02	Silicoso	3,43	41,7	55,0	0,03	<0,01	0,04	0,07	0,05	0,19
RA04	Silicoso	3,25	47,6	48,8	0,04	<0,01	0,04	0,05	0,07	0,24
RA05	Silicoso	1,12	43,1	60,4	0,02	<0,01	0,04	0,06	0,05	0,15
RA06	Silicoso	0,34	49,1	53,6	0,02	0,02	0,07	0,04	0,04	0,15
RA07	Silicoso	1,45	43,4	52,2	<0,01	<0,01	0,06	0,03	<0,01	0,14
RA08	Magnetítico	5,56	38,9	52,2	1,97	4,19	0,06	0,07	0,07	0,11
RA10	Magnetítico	4,71	36,3	56,5	1,57	3,55	0,02	0,05	0,05	0,09
RA11	Magnetítico	6,47	38,6	50,8	2,34	4,76	<0,01	0,07	0,29	0,1
RA12	Magnetítico	7,44	43,8	39,6	3,04	6,35	0,02	0,1	0,12	0,15
RA13	Mármore	27,5	17,0	25,5	8,67	18,3	0,05	0,26	0,03	0,20
RA15	Magnetítico	11,7	34,8	42,8	3,88	7,72	0,03	0,11	0,03	0,13
RA16	Magnetítico	4,78	50,2	38,1	1,92	3,65	0,07	0,05	0,01	0,17
RA17	Magnetítico	8,95	31,4	51,2	3,17	6,26	0,06	0,09	0,11	0,09
RA18	Magnetítico	12,0	34,9	37,5	3,63	7,82	0,04	0,12	0,05	0,10
RA19	Magnetítico	12,7	39,7	33,4	4,02	7,98	0,07	0,14	0,11	0,17
RA20	Magnetítico	14,3	29,5	39,7	4,4	7,68	0,07	0,15	0,1	0,21
RA22	Mármore	23,9	13,5	39,4	5,9	14,5	0,12	0,23	0,01	0,32
RA23	Magnetítico	18,2	25,4	39,0	5,66	9,73	0,07	0,17	0,07	0,43
RA25	Xisto	10,9	10,4	48,2	3,41	8,06	2,77	0,24	0,08	14,9

Fonte: autoria própria, 2024

Tabela 3 - Concentração geoquímica média dos elementos maiores, em porcentagem em peso, por litotipo: Itabirito Silicoso; Itabirito Magnetítico; Mármore Dolomítico Ferruginoso; Xisto Ferruginoso

Geoquímica por Litotipo						
Litotipo	%Fe₂O₃	%SiO₂	%MgO	%CaO	%PPC	%Al₂O₃
Silicoso	44,8	54,0	0,02	0,01	1,64	0,21
Magnetítico	36,7	43,7	3,24	6,34	9,71	0,16
Mármore	15,2	32,4	7,28	16,4	25,7	0,26
Xisto	10,4	48,2	3,41	8,06	10,9	14,9

Fonte: autoria própria, 2024

Tabela 4 - Porcentagem modal dos minerais de Ferro nas amostras RA-02, RA-04, RA-06, RA-08, RA-10, RA-15, RA-16, RA-20 e RA-23

Distribuição dos Minerais de Ferro					
Amostra	Litotipo	Profundidade	Hematita	Magnetita	Goethita
RA-02	IS	166.3 m	47,2%	0,46%	52,4%
RA-04	IS	171.0 m	49,1%	0,00%	50,9%
RA-06	IS	171.9 m	52,9%	46,8%	0,33%
RA-08	IM	181.0 m	41,2%	58,5%	0,00%
RA-10	IM	181.7 m	51,1%	43,4%	5,56%
RA-15	IM	188.3 m	44,1%	52,0%	3,88%
RA-16	IM	188.6 m	42,3%	54,8%	0,00%
RA-20	IM	195.0 m	41,6%	54,4%	4,06%
RA-23	IM	200.2 m	40,5%	59,5%	0,00%

Fonte: autoria própria, 2024

Nota: IS = Itabirito Silicoso; IM = Itabirito Magnetítico

4.1.1 Itabirito Silicoso (IS)

Este litotipo foi descrito nas amostras RA-02, RA-04, RA-05, RA-06 e RA-07, de 160,8m a 181m (TAB. 2), possuindo bandamento composicional definido pela alternância entre bandas claras e bandas escuras, variando de escala milimétrica a centimétrica (FIG. 19-A). A composição mineral nas bandas claras é dada por quartzo (85% modal) e óxidos de ferro (14%) como minerais essenciais e mica branca como acessório (~1%). Nas bandas escuras os óxidos de ferro (74%) e quartzo (25%) representam os minerais essenciais com mica branca (~1%) compondo os minerais acessórios. Possui magnetismo variando de fraco a forte.

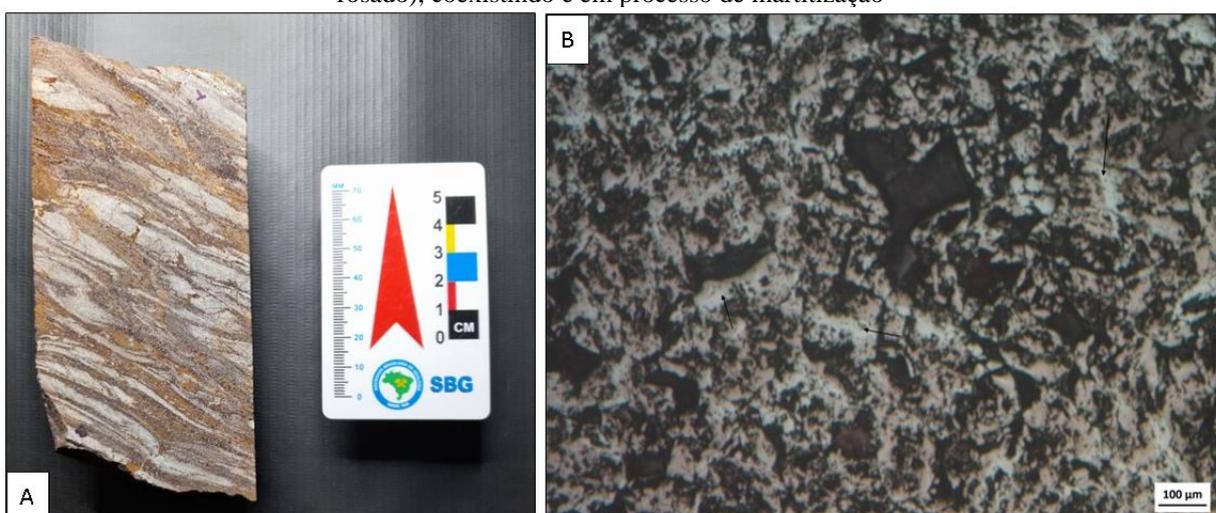
Os grãos de quartzo encontram-se recristalizados, com tamanho médio variando de 45 µm a 105 µm e textura granoblástica. As principais feições de recristalização observadas foram extinção ondulante, sobrecrecimento de grãos, fraturas internas, contato suturado e em alguns grãos percolação de óxidos de ferro. Localmente, tem-se veios de quartzo (vide amostra RA-06), livres de feições deformacionais, cujo tamanho médio varia entre 618 µm a 985 µm.

Os óxidos de ferro estão presentes na forma de cristais de hematita lamelar, de forma subédricos a anédricos por vezes fazendo rede de cristais (compondo 49% modal dos óxidos de ferro). Cristais de magnetita, também de forma subédricos a anédricos (16% modal do Fe_2O_3) e grãos/agregados de goethita de cor terrosa tanto macroscópica e microscopicamente (35% modal do Fe_2O_3), formam, em conjunto com a hematita, a mineralogia opaca dessa faciologia (TAB. 4). Há processo de martitização, no qual os cristais de magnetita são oxidados e transformados em hematita, e durante essa substituição forma-se fase intermediária, denominada por kenomagnetita (FIG. 19-B). Nas bandas claras cristais de óxido de ferro, tanto hematita quanto magnetita e goethita, encontram-se nas bordas dos grãos de quartzo e por vezes estão inclusos nestes (FIG. 20-A).

Os cristais de mica branca são predominantemente euédricos a subédricos, possuem hábito lamelar, com clivagem basal bem definida, e variam de tamanho entre 130 μm a 300 μm (FIG. 20-B).

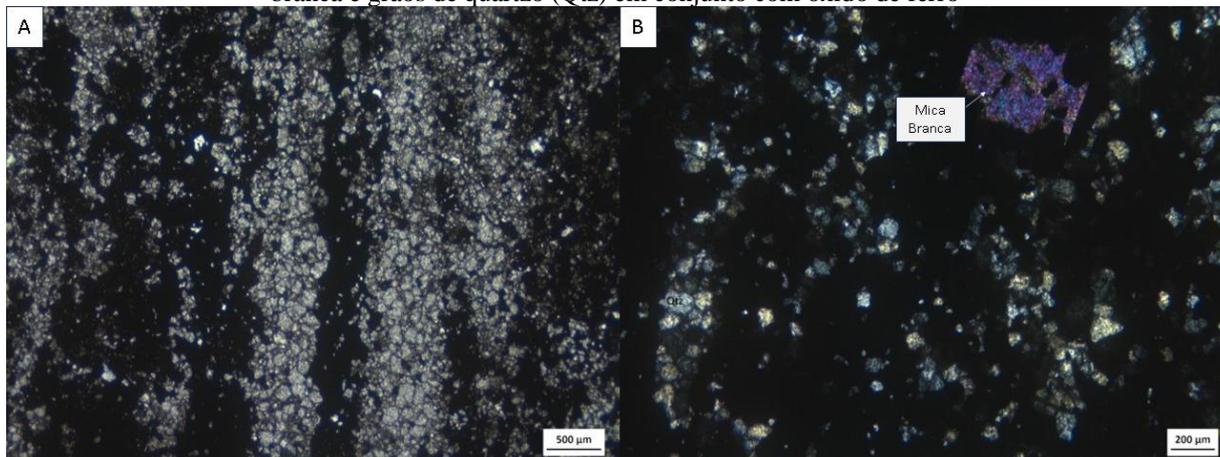
A concentração dos elementos químicos exibe 43-49% de Fe total, com valor médio igual a 44,8%, 52-60% de SiO_2 (média de 54%), baixo conteúdo de MgO e CaO, sendo em torno de 0,02% e 0,01% respectivamente (TAB. 3). Os valores de óxido de manganês (MnO) e fósforo (P_2O_5) também são extremamente baixos, chegando no máximo a 0,07%. Já a alumina (Al_2O_3) tem seu valor de pico em 0,39%.

Figura 19 - A) Foto da amostra RA-04, com bandamento composicional marcado por bandas de quartzo e bandas de óxido de ferro, variando em milimétricas e centimétricas. A rocha está muito intemperizada com as bandas de óxidos de ferro apresentando tonalidade vermelho a alaranjado. Há também a indícios de deformacionais pela ocorrência de pequenas dobras, que promove achatamento ou expansão das bandas. B) Fotomicrografia em luz refletida da amostra RA-06, destaque para o agregado de cristais de hematita (cinza claro) e magnetita (cinza rosado), coexistindo e em processo de martitização



Fonte: autoria própria, 2024

Figura 20 - Fotomicrografia em luz transmitida plana (A) e polarizada (B) de itabirito silicoso (RA-02). A) Micro bandas claras, com quartzo predominante e escuras, com hematita predominante. B) Cristal de mica branca e grãos de quartzo (Qtz) em conjunto com óxido de ferro



Fonte: autoria própria, 2024

4.1.2 Itabirito Magnetítico (IM)

O Itabirito Magnetítico (IM) apresenta composição intermediária entre os litotipos silicoso e dolomítico, sendo representado pelas amostras RA-08, RA-12, RA-15, RA-16, RA-18, RA-20 e RA-23 (FIG. 21-A e FIG. 21-B). O IM possui bandamento composicional milimétrico a centimétrico definido por bandas claras e escuras (FIG. 23-A). As bandas claras são compostas por quartzo, carbonatos (principalmente dolomita, confirmada por teste de HCl) como minerais essenciais, com média de 40% na porcentagem modal de quartzo e 20% modal para os carbonatos. Já as bandas escuras são compostas por óxidos de ferro como minerais essenciais compondo aproximadamente 35% na porcentagem modal da rocha. Como minerais acessórios ocorrem talco, biotita e calcopirita. Possui forte magnetismo.

Os grãos de quartzo encontram-se recristalizados com tamanho variando de 57 µm a 140 µm e textura granoblástica, de forma similar ao que foi observado no itabirito silicoso. As principais feições de recristalização observadas foram extinção ondulante, fraturas internas, contato suturado e rede de cristais equigranulares. Estão presentes nas bandas claras e nas bandas escuras, nestas últimas em menor quantidade. Nas bandas claras, cristais de óxido de ferro (tanto hematita quanto magnetita) encontram-se nas bordas dos grãos de quartzo e por vezes estão inclusos nestes.

Os grãos de carbonato, calcita e dolomita, estão presentes tanto nas bandas claras como nas bandas escuras. Macroscopicamente têm coloração branca e não é possível identificar outras características diagnósticas. Microscopicamente apresentam cor variando entre incolor e bege, tamanho de 84 µm a 190 µm, pleocroísmo de relevo, hábito prismático, com grãos

subédricos e por vezes anédricos, duas direções de clivagem bem definidas, extinção olho de pássaro e raras maclas de deformação (FIG. 22-A).

Os óxidos de ferro estão presentes na forma de cristais de hematita, subédricos a anédricos por vezes fazendo rede de cristais (43% modal do Fe_2O_3), cristais de magnetita de forma euédricos a subédricos (54% modal do Fe_2O_3) e em menor proporção grãos de goethita (3% modal do Fe_2O_3) (TAB. 4). É possível observar um processo de martitização no qual os cristais de magnetita são oxidados e transformados em hematita, mantendo o hábito do cristal (FIG. 22-B).

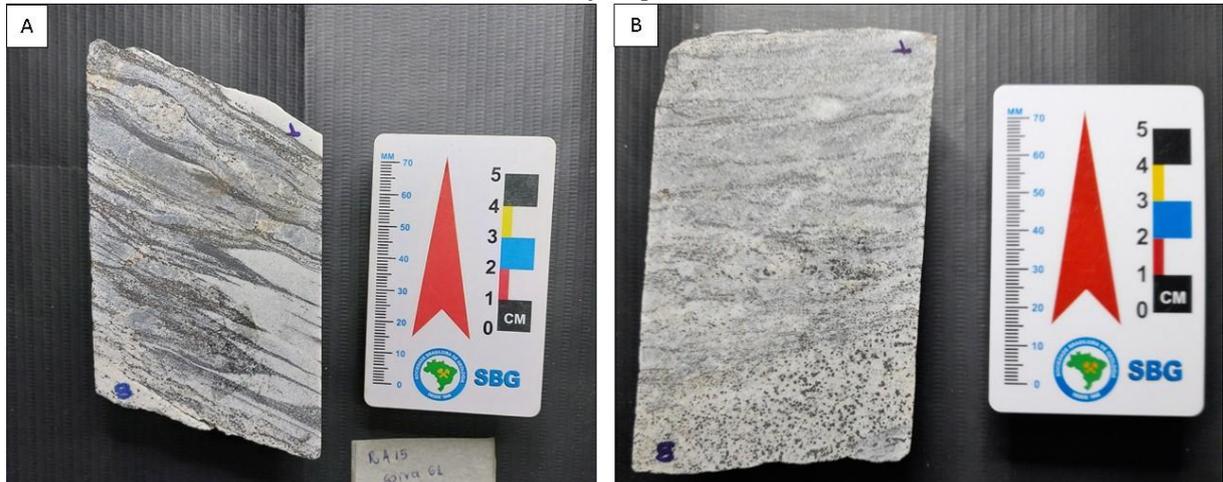
Os cristais de biotita têm hábito lamelar, euédricos a anédricos, apresentam pleocroísmo de cor variando entre bege claro e acastanhado, uma direção de clivagem basal e extinção olho de pássaro. Os tamanhos variam entre 65 μm e 148 μm e representam ~2% da composição modal da rocha (FIG. 23-B).

Os cristais de talco são incolores apresentam hábito tabular, uma direção de clivagem bem definida, comumente seções euédricas a subédricas e apresentam extinção incompleta. Tais cristais comumente aparecem relacionados aos grãos de carbonato e óxidos de ferro.

Os cristais de calcopirita são visíveis macroscopicamente e têm coloração amarelo vivo, entretanto nas seções delgadas confeccionadas os mesmos não foram observados.

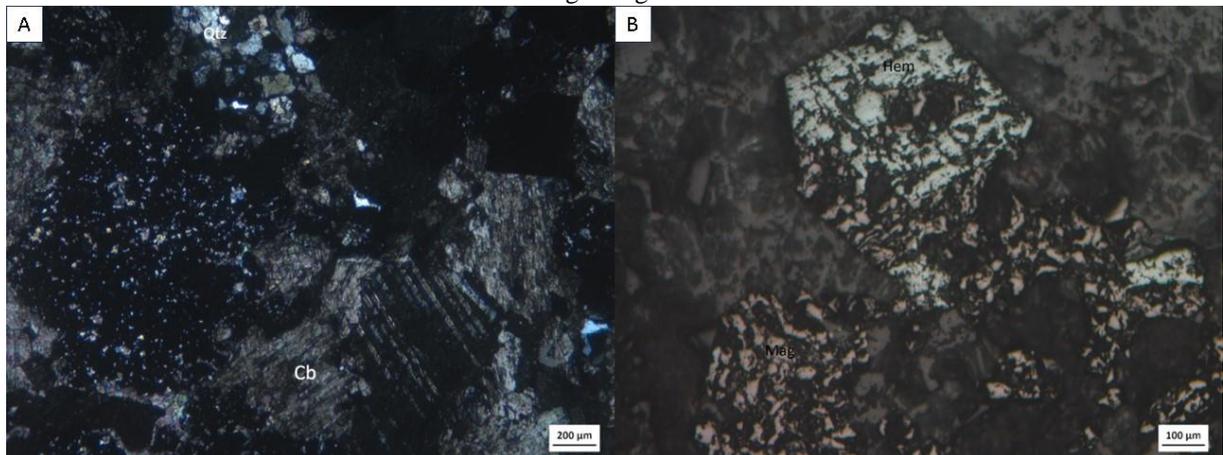
Os dados geoquímicos dos elementos maiores indicam um teor de ferro total médio de 36,0% com valor máximo de 50,2%. A SiO_2 tem seu teor variando entre 33,37% até 56,53% e possui valor médio de 43,69%. Diferente do Itabirito Silicoso, este litotipo tem valores significativos de MgO e CaO , sendo eles 3,24% e 6,34% respectivamente. A perda ao fogo (LOI) tem média elevada de 9,93% (TAB. 3). Óxidos de manganês e Al_2O_3 tem valores baixos, sendo o MnO variando entre 0,05 e 0,17% e a alumina com média de 0,16%.

Figura 21 - Foto das amostras RA-15(A) e RA-23(B). A) Destaque para o bandamento demarcado por bandas ricas em óxidos de ferro e bandas claras ricas em quartzo e carbonato. Na base ocorre interdigitação das bandas claras e escuras, com uma maior espessura das bandas de não óxidos e as bandas de óxidos estão finas e alongadas. No topo observa-se *boudin*, os óxidos de ferro englobam os minerais das bandas claras (quartzo e carbonato). B) Amostra composta por minerais escuros (óxidos de ferro) e claros (quartzo e carbonato), possui leve bandamento composicional com as bandas mais finas que da amostra RA-15. Na base perde-se o bandamento e os cristais de óxidos de ferro estão dispostos dentro de uma área de minerais claros e sem orientação aparente



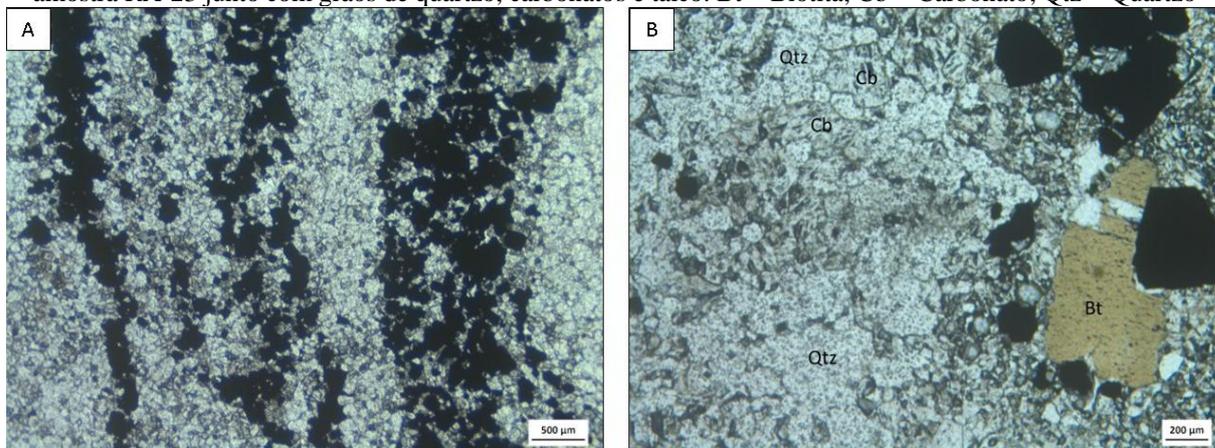
Fonte: autoria própria, 2024

Figura 22 - Foto microscópica de lâmina delgada (RA-15) de itabirito silicoso-dolomítico. A) Detalhe para os grãos de carbonato com macla aparente e pequenos grãos de quartzo. Cb = Carbonato; Qtz = Quartzo. B) Destaque para um cristal de magnetita que passou por martitização, sendo substituída por hematita, mas mantendo a morfologia original. Hem = hematita.



Fonte: autoria própria, 2024

Figura 23 - Foto microscópica de lâminas delgadas (RA-20 e RA-23) de itabirito silicoso-dolomítico. A) Destaque para a alternância de microbandas escura e claras. B) Destaque para cristais de biotita presente na amostra RA-23 junto com grãos de quartzo, carbonatos e talco. Bt = Biotita; Cb = Carbonato; Qtz = Quartzo



Fonte: autoria própria, 2024

4.1.3 Mármore Dolomítico Ferruginoso (MDF)

Este litotipo está representado pelas amostras RA-13 e RA-22 (FIG. 24-A). Diferente das outras amostras esta faciologia não apresenta bandamento composicional, sendo maciça por toda sua extensão. A cor é majoritariamente branca/cinza com alguns pontos em preto. É composta por dolomita (80% modal), óxidos de ferro (15% modal) como minerais essenciais e quartzo (5%) como mineral acessório. Possui magnetismo moderado.

Macroscopicamente, os grãos de dolomita têm cor branca/branca acinzentada, estão maciços e seu pó reage com ácido clorídrico. Microscopicamente apresentam coloração incolor a bege, apresentam duas direções de clivagem bem definidas, pleocroísmo de relevo e extinção olho de “pássaro”. Os grãos têm tamanho entre 90 μm e 220 μm (FIG. 24-B).

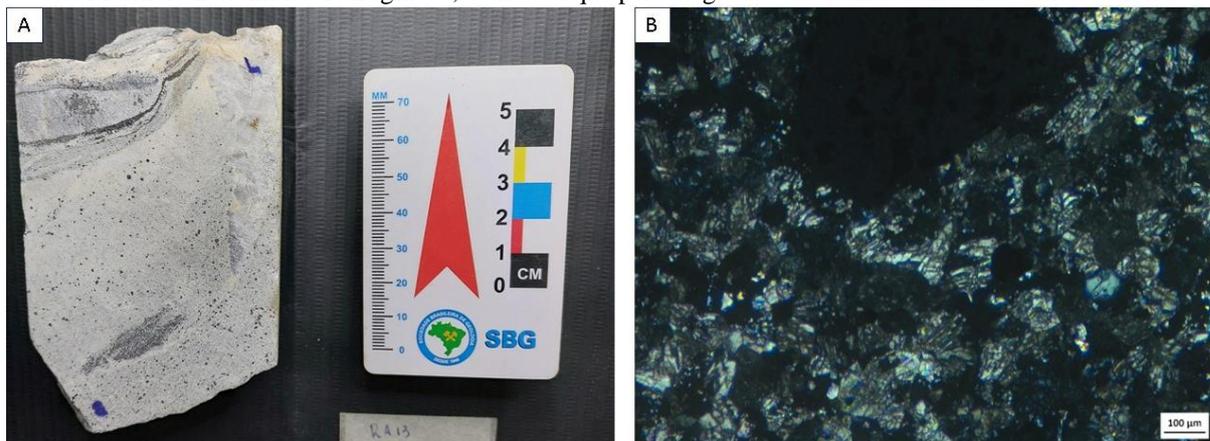
Os óxidos de ferro estão presentes como cristais de magnetita e hematita. Macroscopicamente os cristais são visíveis e espalhados ao longo da amostra, têm hábito octaédrico (magnetita), cor preta e o tamanho varia entre 1 mm e 2 mm. No topo, observa-se veio centimétrico de quartzo. Microscopicamente os cristais de óxido de ferro são compostos por hematita e magnetita. Em alguns pontos é possível observar um processo de martitização (FIG. 24-A).

Os grãos de quartzo presentes no MDF são provenientes de um veio que intrude a amostra RA-13. Microscopicamente eles estão livres de características deformacionais e apresentam tamanho variando entre 305 μm e 780 μm.

Os dados geoquímicos dos elementos maiores se expressam nesta faciologia pela composição das amostras RA-13 e RA-22. O teor médio de Ferro total e SiO₂ são 13,54% e

39,42% respectivamente. Há aumento dos teores de MgO (5,90%), CaO (14,45%) e LOI (23,88%). Óxido de manganês e Al_2O_3 tem valores baixos, sendo 0,23% e 0,32% (TAB. 3). O elevado valor médio de sílica em relação ao mármore dolomítico “padrão” neste litotipo pode ter sido ocasionado pela presença do veio de quartzo nas duas amostras.

Figura 24 - A) Foto da amostra RA-13, destaque para sua estrutura maciça composta por dolomita e veio de quartzo. Cristais de óxido de ferro apresentam octaédricos e espalhados por toda amostra. B) Foto microscópica do Mármore Dolomítico Ferruginoso, com destaque para os grãos de dolomita e cristal de óxido de ferro



Fonte: autoria própria, 2024

4.1.4 Xisto Ferruginoso (XF)

Este litotipo foi encontrado na amostra RA-25 e representa o final do furo de sondagem. A rocha possui bandamento composicional marcado por bandas de cor cinza e bandas de cor alaranjada. Além do bandamento, apresentada xistosidade anastomosada e clivagem de crenulação, visível macroscopicamente e microscopicamente (FIG. 25-A e FIG. 25-B). Sua composição é dada por quartzo, carbonato, clorita, anfibólio, talco, magnetita e hematita (FIG. 26). Não possui magnetismo.

Os grãos de quartzo estão presentes principalmente nas bandas cinzas e encontram-se recristalizados com textura granoblástica. As feições de recristalização observadas foram contato suturado e retilíneo, extinção ondulante e rede de grãos equigranulares.

Os óxidos de ferro estão presentes como cristais de magnetita e raramente como hematita. Eles compõem tanto a fase pré e sin-cinmáticos (seguindo a direção de xistosidade e estando como cristais achatados) e pós-cinmáticos (com cristais sobrecrecidos à xistosidade) (FIG. 25-B).

Os grãos de carbonato estão presentes nas bandas alaranjadas como calcita (teste de HCl), e apresentam microscopicamente cor variando entre alaranjado e avermelhado, hábito

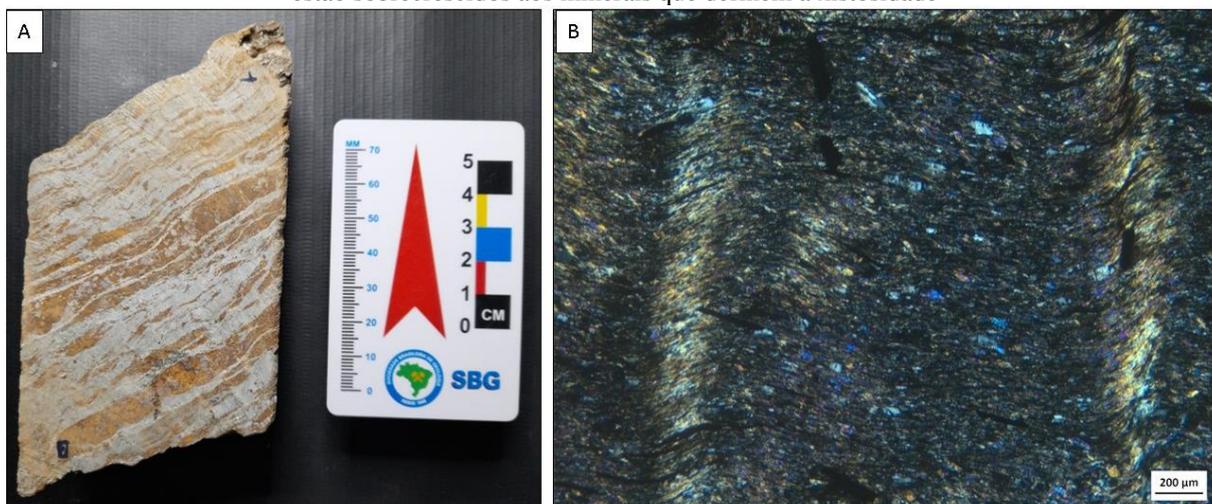
prismático, alguns grãos aparecem anédricos, pleocroísmo de relevo, extinção olho de pássaro e duas direções de clivagem bem definidas. Esses tons de cores indicam alteração do mineral, sendo transformado em ankerita. Os grãos de anfibólio têm cor variando entre incolor e esverdeados, cor de interferência de ordem superior e apresentam duas direções de clivagem. Seus grãos seguem a direção da xistosidade e por vezes estão bastante alongados e achatados.

Os grãos de talco estão incolores e seguem a direção da xistosidade. Microscopicamente apresentam clivagem basal e extinção olho de pássaro.

A concentração dos elementos maiores deste litotipo, representado pela amostra RA-25, revelou teor de ferro total de 10,85%, e sílica igual a 48,17%. Os teores de MgO, CaO e LOI são 3,41%, 8,06% e 10,85% respectivamente. O teor de Al_2O_3 é o maior amostrado neste furo de sondagem sendo 14,92% (TAB. 3).

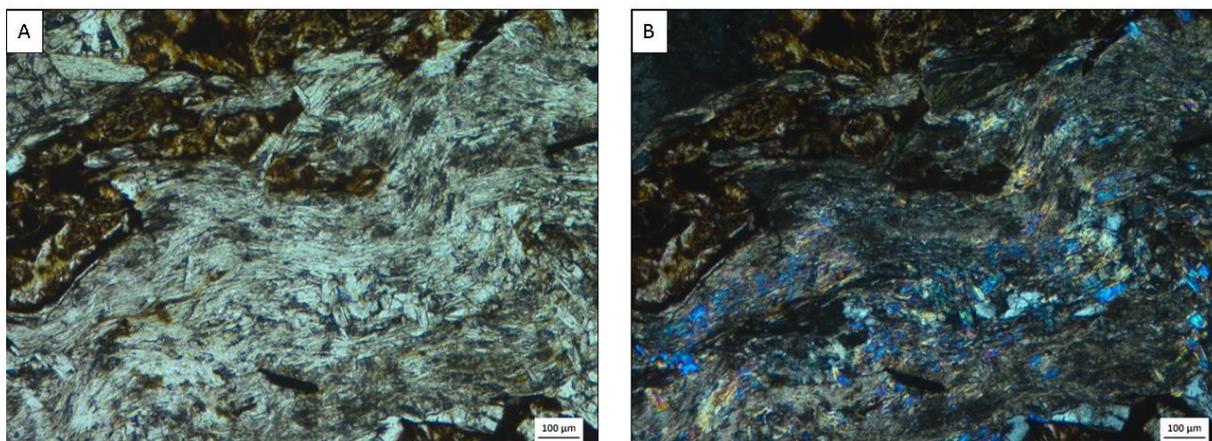
Figura 25 - A) Foto da amostra RA-25, com seu bandamento composicional milimétrico a centimétrico marcado por bandas claras e bandas escuras (de cor alaranjada). Apresenta xistosidade anastomosada de forma pervasiva.

B) Fotomicrografia da amostra RA-25, destaque para a xistosidade aparente da amostra e sua clivagem de crenulação (perpendicular a xistosidade). Alguns grãos de óxidos de ferro não seguem a direção de xistosidade e estão sobrecrecidos aos minerais que definem a xistosidade



Fonte: autoria própria, 2024

Figura 26 - Fotomicrografias em luz transmitida plana (A) e polarizada (B) da amostra RA-25. A) e B) destaque para a xistosidade da rocha e para seus minerais constituintes: quartzo, carbonato, anfibólio, talco e óxidos de ferro.



Fonte: autoria própria, 2024

4.2 Geoquímica de elementos terras raras e ítrio (ETR+Y)

Os valores de ETR+Y foram analisados primeiro por amostra e plotados na TAB. 5. Os somatórios tanto para as amostras de Itabiritos quanto para as amostras de XF e MDF apresentaram baixo valor de ETR+Y, atingindo seu máximo em 51,11 ppm para a amostra RA-25 e mínimo em 8,41 ppm da amostra RA-19. O teor mais elevado de ETR+Y nos itabiritos foi de 23,23 ppm para a amostra RA-01.

As amostras RA-01, RA-02, RA-04, RA-05, RA-06, RA-07, RA-08, RA-11, RA-20, RA-22, RA-23, RA-25 apresentam razão de Eu/Eu^* positiva de acordo com Planavsky *et al.* (2010) e as amostras RA-12 e RA-13 apresentam razões negativas. Para o cálculo de anomalia de Ce foram utilizadas as fórmulas propostas por Bau e Dulski (1996). As amostras RA-01, RA-02 e RA-11 a princípio teriam uma anomalia negativa de Ce por terem a razão $\text{Pr}/\text{Pr}^* > 1$, entretanto ao analisar a razão Ce/Ce^* , essas amostras têm o valor menor do que 1 o que indicaria uma anomalia positiva de La. As demais amostras pela razão de $\text{Pr}/\text{Pr}^* < 1$ têm anomalia positiva de Ce.

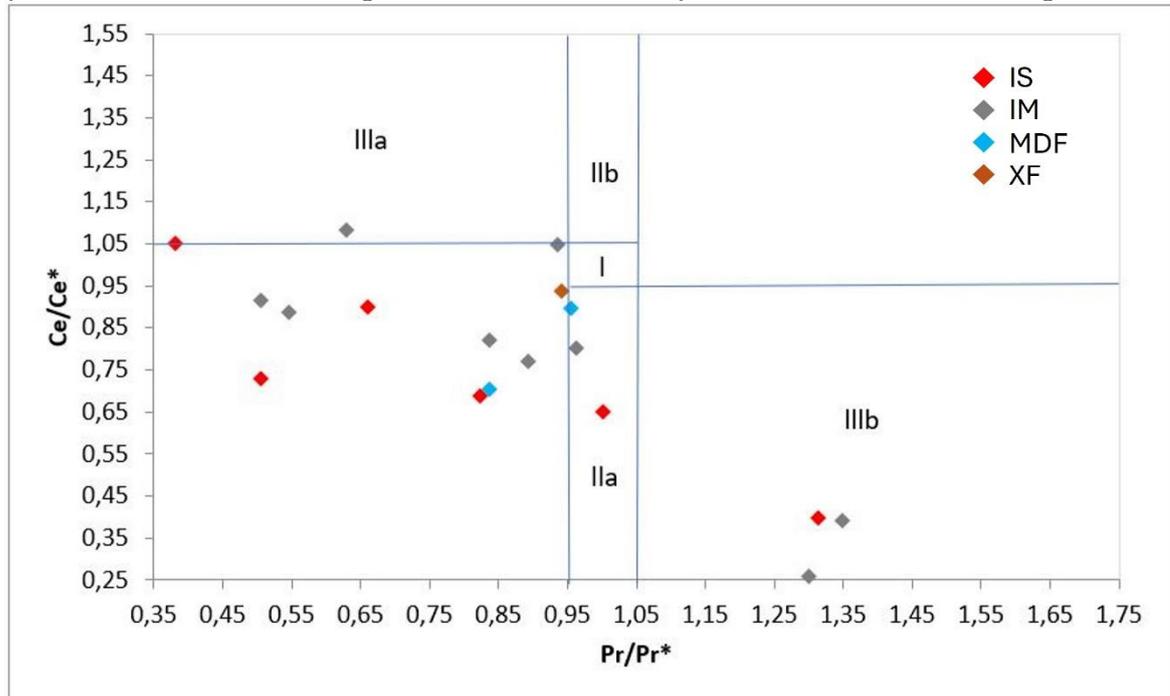
Tabela 5 - Concentração de ETR+Y em ppm, soma total e valores das razões calculadas. NC=Não calculado

Amostra	Litotipo	ICP-MS (ppm)															Razões				
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ	Pr/Pr*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Y/Ho
RA01	Silicoso	6,5	6,7	0,79	3,2	0,6	0,16	0,56	0,07	0,51	3,22	0,13	0,39	0,05	0,3	0,09	23,27	1,0021	0,6484	1,4640	24,7692
RA02	Silicoso	4,3	3,5	1,00	4,2	1,2	0,32	1,3	0,21	1,2	3,64	0,23	0,72	0,12	0,7	0,11	22,75	1,3493	0,3894	1,2758	15,8261
RA04	Silicoso	2,7	3,5	0,24	1,3	0,4	0,2	0,47	0,07	0,62	5,25	0,16	0,52	0,09	0,5	0,1	16,12	0,6604	0,8986	2,3922	32,8125
RA05	Silicoso	1,9	2,6	0,11	1,1	0,3	0,12	0,34	0,05	0,4	2,84	0,11	0,46	0,06	0,5	0,07	10,96	0,3827	1,0503	1,9495	25,8182
RA06	Silicoso	5,1	4,8	0,37	1,4	0,4	0,13	0,65	0,07	0,56	4,7	0,14	0,53	0,07	0,3	0,09	19,31	0,8249	0,6875	1,5549	33,5714
RA07	Silicoso	1,9	1,8	0,11	0,9	0,2	0,13	0,22	0,05	0,44	2,07	0,12	0,36	0,07	0,5	0,08	8,95	0,5068	0,7272	2,6689	17,2500
RA08	Magnetítico	3,2	1,2	0,29	1,2	0,2	0,07	0,55	0,06	0,67	3,75	0,13	0,42	0,06	0,3	0,08	12,18	1,3014	0,2586	1,3130	28,8462
RA10	Magnetítico	3,7	1,1	0,16	1,2	0,2	<0,05	0,4	<0,05	0,42	3,19	0,11	0,29	0,05	0,3	<0,05	11,12	0,7363	0,2404	NC	29,0000
RA11	Magnetítico	1,7	1,25	0,305	1,25	0,35	0,1	0,545	0,065	0,595	5,075	0,135	0,46	0,075	0,4	0,07	12,37	1,3139	0,3973	1,3354	37,5926
RA12	Magnetítico	1,9	4,2	0,45	1,9	0,4	0,07	0,53	0,07	0,37	3,97	0,13	0,42	0,06	0,5	0,08	15,05	0,9367	1,0479	0,8373	30,5385
RA13	Mármore	3,25	5,4	0,585	2,4	0,6	0,08	0,63	0,1	0,685	6,135	0,17	0,53	0,075	0,5	0,1	21,235	0,9558	0,8966	0,6498	36,0882
RA15	Magnetítico	2	2,4	0,12	0,8	0,2	0,06	0,22	<0,05	0,29	2,3	0,09	0,27	<0,05	0,3	<0,05	9,05	0,5057	0,9144	NC	25,5556
RA16	Magnetítico	2,1	2,2	<0,05	0,2	<0,1	<0,05	0,12	<0,05	0,16	0,8	0,06	0,24	<0,05	0,2	<0,05	6,08	NC	NC	NC	13,3333
RA17	Magnetítico	2,7	3,1	0,27	1	0,2	0,11	0,31	<0,05	0,41	3,33	0,1	0,29	0,06	0,3	0,05	12,23	0,8935	0,7692	NC	33,3000
RA18	Magnetítico	2,1	2,5	0,14	0,9	0,2	0,07	0,22	<0,05	0,18	1,66	0,08	0,16	<0,05	0,2	<0,05	8,41	0,5471	0,8868	NC	20,7500
RA19	Magnetítico	2,2	2,8	0,25	1,1	0,3	0,1	0,28	<0,05	0,49	2,98	0,11	0,45	0,06	0,4	0,07	11,59	0,8373	0,8190	NC	27,0909
RA20	Magnetítico	1,7	2,6	0,14	0,6	0,2	0,08	0,36	0,05	0,42	2,29	0,1	0,41	0,05	0,4	0,06	9,46	0,6296	1,0823	1,6424	22,9000
RA22	Mármore	5,1	5,2	0,46	2	0,2	0,14	0,48	0,07	0,49	3,19	0,14	0,45	0,06	0,4	0,07	18,45	0,8381	0,7039	2,4172	22,7857
RA23	Magnetítico	2,9	4	0,44	1,8	0,5	0,18	0,49	0,07	0,65	4,45	0,15	0,41	0,07	0,6	0,08	16,79	0,9643	0,7992	1,8663	29,6667
RA25	Xisto	6,2	12,2	1,46	6,7	2	0,63	2,58	0,39	2,63	12,04	0,55	1,6	0,23	1,6	0,3	51,11	0,9424	0,9356	1,4435	21,8909

Fonte: autoria própria, 2024

De acordo com o diagrama $Ce/Ce^* \times Pr/Pr^*$ proposto por Bau e Dulski (1996) (FIG. 27) três amostras possuem anomalia negativa de Ce (IIIb), duas amostras possuem anomalia positiva de Ce (IIIa) e três amostras possuem anomalia positiva de La (IIa), as demais amostras não foi possível chegar em alguma conclusão a partir do diagrama.

Figura 27 - Diagrama $Ce/Ce^* \times Pr/Pr^*$ (BAU; DULSKI, 1996). I – Sem anomalia de Ce e La. IIa – anomalia positiva de La. IIb – anomalia negativa de La. IIIa – anomalia positiva de Ce. IIIb – anomalia negativa de Ce

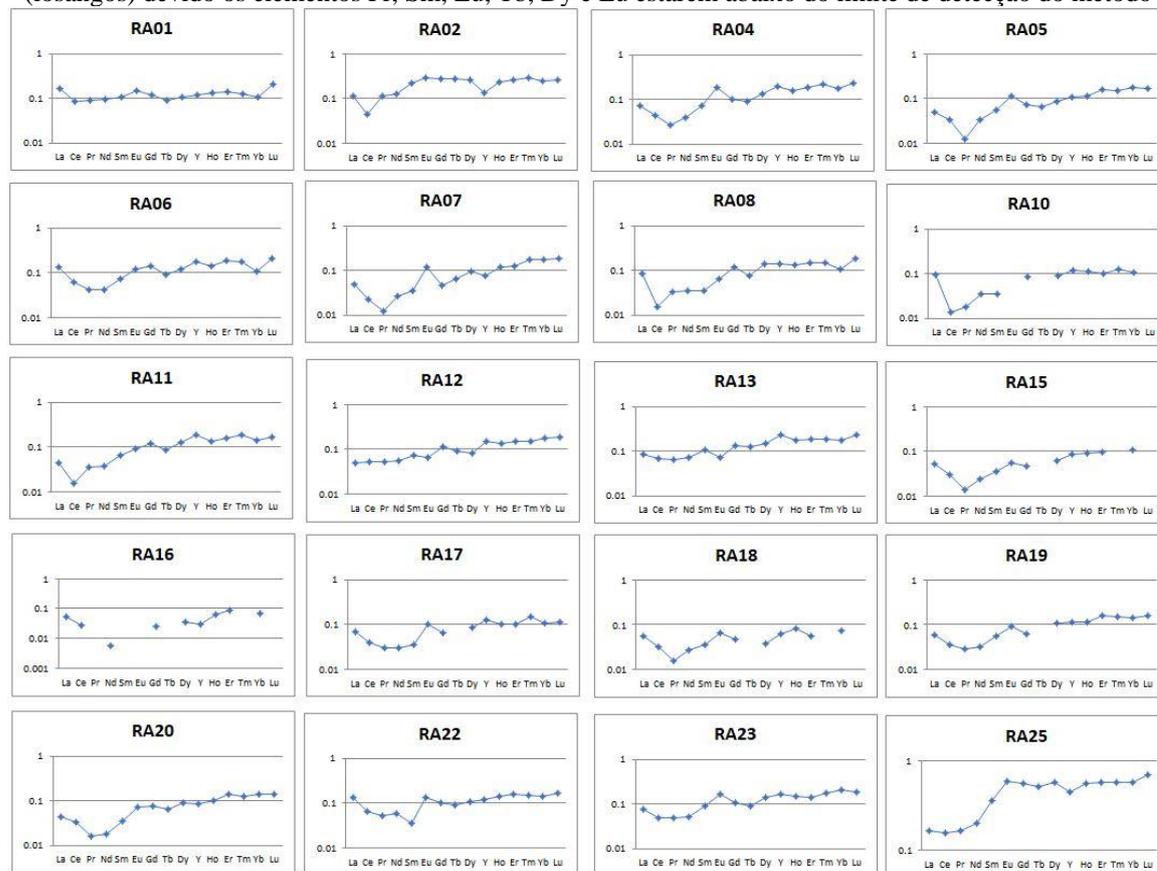


Fonte: autoria própria, 2024

Além das análises feitas anteriormente, os gráficos de ETR+Y dispostos na FIG. 28 indicam empobrecimento dos elementos terra raras leves em relação aos elementos terras raras pesados. Para algumas amostras também foi possível observar uma anomalia negativa de Praseodímio (Pr), presente nas amostras RA-04, RA-05, RA-06, RA-07, RA-15, RA-18, RA-19 e RA-20, sendo importante ressaltar que as amostras RA-10, RA-15, RA-16, RA-17, RA-18, RA-19 apresentam falta de informação nos gráficos devido aos dados de alguns elementos (Pr, Sm, Eu, Tb, Dy e Lu) estarem abaixo do limite de detecção do método utilizado no laboratório da empresa GEOSOL.

Após a análise individual das amostras, foi realizada a análise para cada litotipo encontrado ao decorrer do furo de sondagem, com os dados geoquímicos médios expostos no perfil de ETR+Y (FIG. 29).

Figura 28 - Perfil de ETR+Y de cada amostra do furo de sondagem normalizado pelo PAAS (McLENNAN, 1989). As amostras RA-10, RA-15, RA-16, RA-17, RA-18 e RA-19 não possuem seus valores completos (losangos) devido os elementos Pr, Sm, Eu, Tb, Dy e Lu estarem abaixo do limite de detecção do método



Fonte: autoria própria, 2024

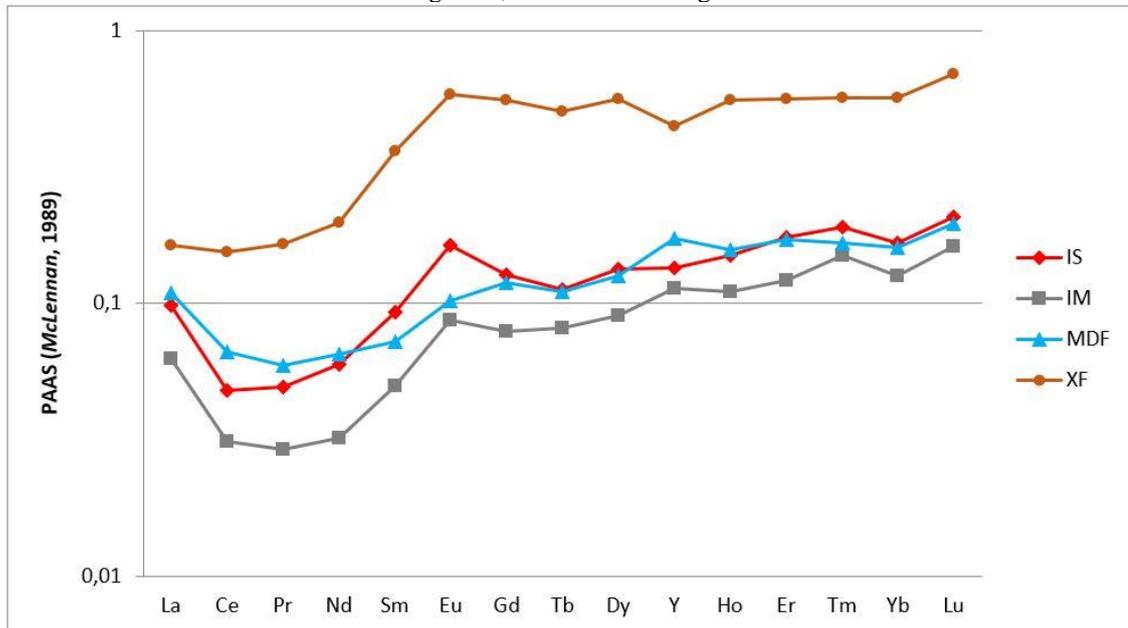
O Itabirito Magnético é o litotipo que apresenta o valor mais baixo de ETR+Y (11,30 ppm). Possui anomalia positiva de Eu e Y, e anomalia negativa de Yb. Em relação aos ETRL, eles têm um empobrecimento em relação aos ETRP, assim como os ETRM que também são empobrecidos em comparação aos ETRP. Não possível afirmar alguma relação de anomalia entre La e Ce. O valor médio da razão Y/Ho é 27,14.

O Itabirito Silicoso (16,89 ppm) também apresenta um empobrecimento dos ETR leves e médios em relação aos ETR pesados, possui anomalia positiva de Eu e anomalia negativa de Ce e Yb. O valor médio da razão Y/Ho para este litotipo é 25.

O Mármore Dolomítico Ferruginoso (19,84 ppm) apresenta empobrecimento dos ETRL e ETRM em relação aos ETRP, possui anomalia positiva de Gd e Y, e anomalia negativa de Yb.

Por último o Xisto Ferruginoso, que apresenta o maior valor total de ETR+Y (51,11 ppm), é empobrecido dos ETR leves em relação aos ETR médios e pesados. Há uma anomalia negativa de Y, uma anomalia positiva de Eu e não foi possível observar outras anomalias nesse litotipo.

Figura 29 - Perfis dos ETR+Y da média dos litotipos encontrados no furo de sondagem, normalizados pelo PAAS (McLENNAN, 1989). IS – Itabirito Silicoso, IM – Itabirito Magnético, MDF – Mármore Dolomítico Ferruginoso, XF – Xisto Ferruginoso



Fonte: autoria própria, 2024

A partir do cálculo para as razões de Eu/Eu^* , Pr/Pr^* e Ce/Ce^* exibidos na tabela 5.3, foi observado que todos os litotipos apresentam anomalia positiva de Eu, com $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$. Para a análise das anomalias de La e Ce, os resultados de $\text{Pr}/\text{Pr}^* \approx 1$ e $\text{Ce}/\text{Ce}^* < 1$ para todos os litotipos indicam uma anomalia positiva de Lantânio de acordo com Planavsky et al., 2010 e Bau e Dulski, 1996. Os valores das razões $\text{Eu}/\text{Sm}_{(\text{SN})}$ e $\text{Sm}/\text{Yb}_{(\text{SN})}$ proposto por Bau e Möller (1993) são respectivamente maior do que 1 e menor do que 1 para todos os litotipos desse estudo.

4.3 Geoquímica de Elementos Traço

De maneira geral, a concentração dos elementos traço nos itabiritos (IS e IM) é baixa, diferente do xisto ferruginoso que possui elevada concentração. A concentração de Níquel (Ni) entre os itabiritos é levemente superior para o litotipo IS em relação ao IM, já para o elemento Sr o IM possui concentração muito mais elevada que os IS. Para os outros elementos não foram possíveis determinar alguma relação entre os litotipos de BIF ou entre as profundidades (TAB. 6).

Tabela 6 - Elementos traço dos litotipos IS, IM, MDF e XF

Elementos Traços - IMS95A (ppm)																					
Amostra	Litotipo	Ni	Cu	Ga	Rb	Sr	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Th	U	Zn	V	Lu	Mo	Sn	Ta	Tl	W
RA01	IS	15,0	<5	0,60	1,80	<10	12	1,79	<0,05	40,0	0,13	1,30	0,19	20	31	0,09	<2	<0,3	0,42	<0,5	331,7
RA02	IS	8,00	<5	0,10	0,90	<10	<10	0,60	<0,05	31,0	0,08	0,70	0,26	28	25	0,11	<2	<0,3	0,21	<0,5	215,6
RA04	IS	8,00	<5	<0,1	1,90	<10	14	0,35	0,07	16,0	0,06	0,60	0,16	40	27	0,10	<2	<0,3	0,29	<0,5	330,1
RA05	IS	9,00	<5	<0,1	1,10	<10	<10	<0,05	<0,05	<10	<0,05	0,40	0,21	25	26	0,07	<2	<0,3	0,29	<0,5	301,9
RA06	IS	9,00	<5	0,30	1,10	<10	13	<0,05	<0,05	<10	0,11	1,10	0,28	31	65	0,09	2,00	<0,3	0,34	<0,5	319,0
RA07	IS	5,00	<5	<0,1	1,40	<10	<10	<0,05	<0,05	31,0	0,05	0,30	0,16	24	<5	0,08	<2	<0,3	0,24	<0,5	298,8
RA08	IM	0,67	0,07	100	0,07	5,56	4,19	<0,05	1,97	N.A.	26	3,20	0,86	14	<0,01	1,20	31,9	0,55	0,22	0,08	1,20
RA10	IM	0,42	0,05	85,0	<0,05	4,71	3,55	<0,05	1,57	N.A.	30	3,70	0,64	<10	<0,01	1,10	33,3	0,40	0,19	<0,05	1,20
RA11	IM	0,52	0,07	117	0,11	6,47	4,76	<0,05	2,34	N.A.	30	1,70	0,36	<10	<0,01	0,60	13,3	0,54	0,15	0,07	0,90
RA12	IM	<5	<5	0,20	0,40	146	<10	9,49	<0,05	<10	0,11	3,00	0,16	31	<5	0,08	<2	0,90	0,18	<0,5	94,0
RA13	MDF	<5	<5	<0,1	1,35	300	<10	1,05	0,07	14,0	0,07	1,00	0,14	26	42	0,10	<2	0,70	0,15	<0,5	62,5
RA15	IM	7,00	<5	0,30	0,30	128	<10	<0,05	<0,05	<10	<0,05	0,30	0,12	21	21	<0,05	<2	<0,3	<0,05	<0,5	108,1
RA16	IM	8,00	<5	0,20	2,10	59,0	<10	<0,05	0,12	<10	0,12	0,60	0,14	21	24	<0,05	<2	<0,3	0,07	<0,5	170,6
RA17	IM	<5	<5	<0,1	0,50	103	<10	<0,05	<0,05	<10	<0,05	0,30	0,12	20	17	0,05	<2	<0,3	<0,05	<0,5	112,2
RA18	IM	<5	<5	0,10	0,30	84,0	11,0	<0,05	<0,05	<10	<0,05	0,20	0,05	18	10	<0,05	<2	<0,3	<0,05	<0,5	61,5
RA19	IM	7,00	<5	0,50	0,80	70,0	<10	<0,05	<0,05	<10	<0,05	0,30	0,1	29	26	0,07	<2	<0,3	<0,05	<0,5	54,7
RA20	IM	<5	<5	0,70	1,80	68,0	<10	0,43	0,07	<10	0,45	3,60	0,09	27	<5	0,06	<2	<0,3	1,46	<0,5	72,4
RA22	MDF	7,00	<5	0,10	4,60	91,0	<10	<0,05	0,19	12,0	0,25	1,30	0,18	23	38	0,07	<2	<0,3	0,80	<0,5	88,7
RA23	IM	7,00	<5	0,40	2,30	100	13,0	<0,05	0,11	<10	0,26	1,00	0,13	36	37	0,08	<2	<0,3	0,47	<0,5	92,0
RA25	XF	166	117	17,7	78,3	42,0	70,0	2,52	0,80	184	1,73	1,60	0,34	91	276	0,30	<2	<0,3	0,41	<0,5	81,5

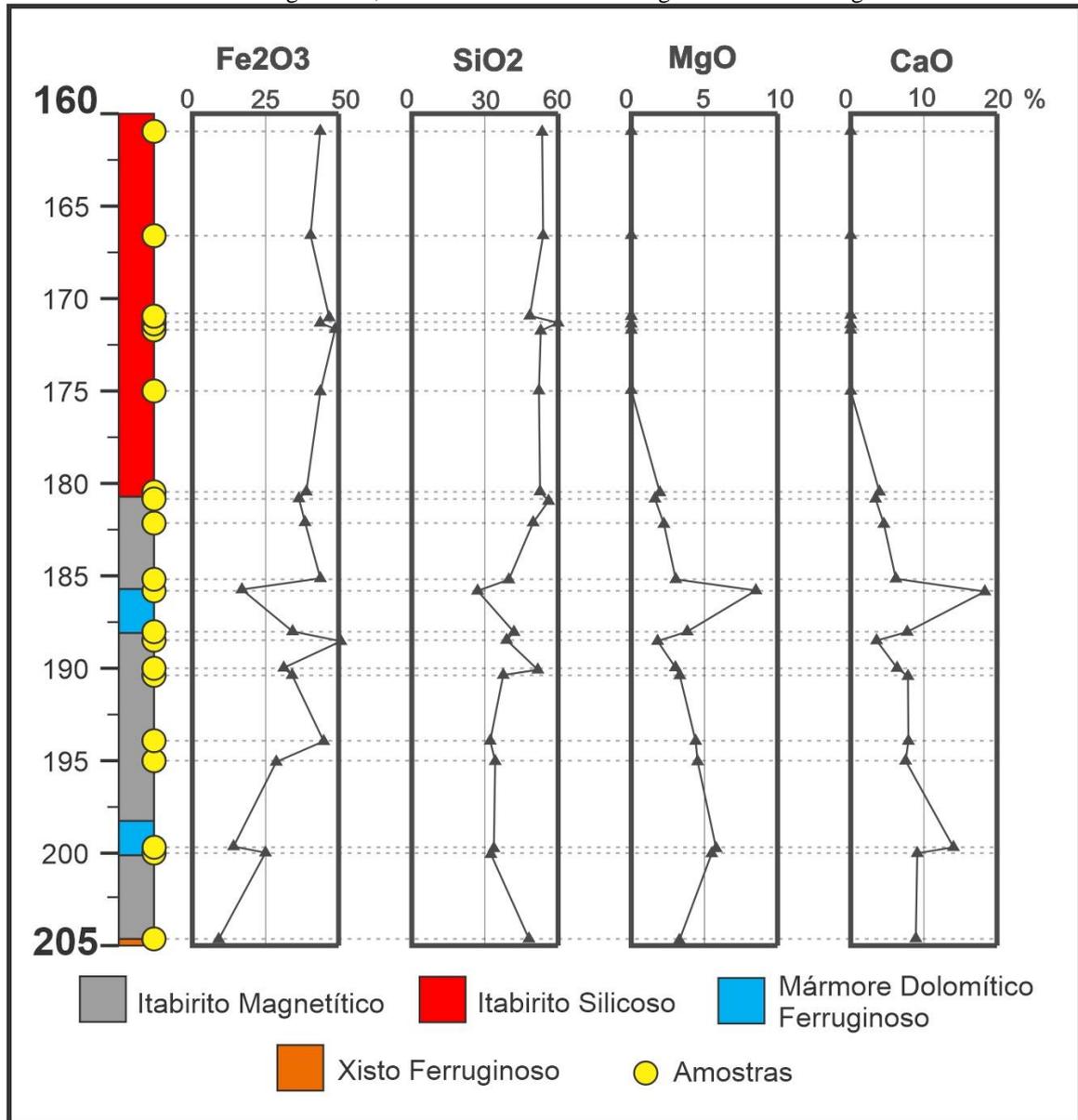
Fonte: autoria própria, 2024

4.4 Químioestratigrafia

Realizada a classificação das amostras nos quatro litotipos/faciologias e análise geoquímica destes, foi confeccionada a químioestratigrafia do furo de sondagem representado pela FIG. 30.

O início estratigráfico se dá a 205 m de profundidade e é composto pelo xisto ferruginoso, sua extensão de apenas 1m, onde a partir de 204m está localizado o Itabirito Magnetítico que se estende até 181m, com lentes de Mármore Dolomítico Ferruginoso nos intervalos de 187m a 188,3m e 199,4m a 200,2m. A partir de 181m de profundidade ocorre o litotipo Itabirito Silicoso até 160,0 m marcando o fim das amostras analisadas do furo de sondagem. Ao correlacionar a litoestratigrafia descrita com a geoquímica observam-se duas zonas distintas, uma com predomínio de sílica situada na porção superior do furo de sonda e outra com presença de óxidos de cálcio e magnésio, na porção inferior. Os valores de Fe_2O_3 são maiores na porção superior, embora a amostra RA-16 apresente o maior valor total e esteja situada na zona de inferior (FIG. 30).

Figura 30 - Químioestratigrafia do furo de sondagem RA-0006D. Composta por litotipos de itabirito silicioso, itabirito magnetítico, Mármore Dolomítico Ferruginoso e xisto ferruginoso



Fonte: autoria própria, 2024

5 DISCUSSÃO

Os aspectos mineralógicos e geoquímicos das faciologias classificadas neste trabalho, como Itabirito Silicoso e Itabirito Magnetítico estão sintetizados na FIG. 31. Destaca-se neste sentido, a mineralogia principal e acessória tanto das bandas claras, quanto das bandas escuras. Além disso, serão discutidos e comparados os resultados obtidos com os dados de Itabiritos da Formação Cauê disponíveis na literatura.

Figura 31 - Síntese da mineralogia e geoquímica de elementos maiores dos litotipos de Itabirito Silicoso e Magnetítico encontrados no furo de sondagem

		Itabirito Silicoso		Itabirito Magnetítico	
		Bandas Claras	Bandas Escuras	Bandas Claras	Bandas Escuras
Mineralogia	Minerais Essenciais	Quartzo	Hematita, Magnetita, Goethita	Quartzo, Calcita e Dolomita	Hematita e Magnetita
	Minerais Acessórios	Hematita, Magnetita, Goethita e Mica Branca	Quartzo, Mica Branca	Talco, Hematita e Magnetita	Quartzo, Goethita, Dolomita, Calcita e Talco
Geoquímica	Fe ₂ O ₃	44,8%		36,7%	
	SiO ₂	54,0%		43,7%	
	MgO	0,02%		3,24%	
	CaO	0,01%		6,34%	
	PPC	1,64%		9,71%	

Fonte: autoria própria, 2024

5.1 Comparação da mineralogia e química dos elementos maiores com a literatura

É possível observar ao comparar a FIG. 31 com a FIG. 13 de Amorim e Alkmim (2011) que a classificação dos litotipos de itabiritos tem uma grande semelhança. Apesar de neste trabalho não ter sido descrito os tipos de Itabiritos Anfibolítico e Dolomítico, os tipos de silicoso e magnetítico apresentam valores próximo da classificação sugerida por Amorim & Alkmim (2011).

O litotipo Itabirito Silicoso (IS) apresenta mineralogia muito semelhante com a descrição encontrada na tabela 3.1, com sua composição essencial das bandas claras dada por quartzo e nas bandas escuras por hematita, magnetita e goethita. Spier *et al.* (2007) e Alkmim

(2014) também descrevem os minerais do IS sendo divididos em bandas quartzosas, compostas majoritariamente por quartzo e bandas de ferro, compostas principalmente por hematita. Ao se comparar a concentração dos elementos maiores, há também semelhança com IS descritos por outros autores (FIG. 32). Por exemplo, Spier *et al.* (2007) caracterizam Itabiritos Silicosos da mina de Água Claras com a soma de Fe_2O_3 e SiO_2 próximos a 98%, enquanto Amorim & Alkmim (2011) descrevem IS da Serra Azul - MG com percentual de SiO_2 variando entre 40-60%, Fe_2O_3 com valores entre 30-40%, $\text{CaO} + \text{MgO}$ sendo menor que 0,1% e PPC < 2%. Por sua vez Alkmim (2014) descreve Itabirito Silicoso da Serra Azul – MG, com composição de 43,76% de SiO_2 , 50,54% de Fe_2O_3 , 0,013%, 0,043% e 2,10% de MgO , CaO e PPC, respectivamente. Além disso, seu magnetismo, fraco a forte, também se assemelha com a descrição de Alkmim (2014), que reforça tal nomenclatura para este litotipo.

O litotipo Itabirito Magnetítico, de maneira similar ao IS, tem uma paridade com estudos descritos na literatura. O IM possui concentração dos elementos maiores que o enquadram na classificação proposta por Amorim & Alkmim (2011) (FIG. 32), com 36,68% de Fe_2O_3 , 43,69% de SiO_2 , 3,24% de MgO , 6,34% de CaO e 9,71% de PPC. Ademais, seu comportamento é semelhante ao itabirito magnetítico da Serra Azul - MG descrito por Alkmim (2014), no qual há um decréscimo nos valores de ferro e sílica, e aumento nos valores de MgO e CaO , e perda ao fogo (PPC). O IM do estudo de Alkmim (2014) possui composição de 23,86% de Fe_2O_3 , 38,67% de SiO_2 , 4,96% de MgO , 4,20% de CaO e 6,09% de PPC.

Em termos mineralógicos o IM aqui estudado apresenta mineralogia semelhante à indicada por Amorim & Alkmim (2011) para litotipo de mesma nomenclatura sendo constituído por Quartzo e Carbonatos (calcita e dolomita), que predominam nas bandas claras e Magnetita e Hematita como minerais essenciais das bandas escuras, nota-se ainda a presença de calcopirita e talco como minerais acessórios. Anfibólios não foram descritos no IM deste trabalho, fato observado nos estudos de Amorim & Alkmim (2011). O itabirito magnetítico da Serra Azul descrito por Alkmim (2014) apresenta em sua composição quartzo, anfibólios (cummingtonita/grunerita) e carbonatos nas bandas escuras e óxidos de ferro, com maior proporção de grãos de magnetita, nas bandas escuras (com calcopirita como mineral acessório). Novamente, a inexistência dos anfibólios nos IM deste presente estudo, os diferenciam da mesma faciologia descrita por Alkmim (2014). Além dessas características, utilizando o estudo de Alkmim (2014) para auxiliar na classificação, o IM possui um forte magnetismo chegando a ter um magnetismo muito forte, semelhante ao Itabirito Magnetítico descrito. Entretanto, Pires *et al.*, (2005) e Amorim & Alkmim (2011) levantam a hipótese de que o IM estaria associado a contaminação por material vulcânico, marcado nos itabiritos por minerais como stülpnomelano

(Pickard, 2002; Pickard, 2003), o qual não foi encontrado nas amostras desse trabalho. Por fim, apesar deste último indicativo não ter sido observado, o litotipo Itabirito Magnetítico recebeu tal classificação devido à mineralogia ser semelhante a tal litotipo descrito na literatura, seu magnetismo ser extremamente alto com predomínio dos grãos de magnetita sobre a hematita e pela concentração química dos elementos maiores também ser compatível com a literatura para essa litologia.

O litotipo Mármore Dolomítico Ferruginoso foi classificado desta forma por apresentar em sua porcentagem modal mais de 90% de dolomita, além disso, cristais bem formados de magnetita ocorrem ao longo de toda a rocha o que coincide com os 15% de Fe_2O_3 indicados na geoquímica (TAB. 3).

Figura 32 - Geoquímica de elementos maiores em Itabiritos deste estudo e de outros estudos encontrados na literatura

Química de Elementos Maiores									
Litologia	Bibliografia	% Fe_2O_3	% SiO_2	%MgO	%CaO	%PPC	% Al_2O_3	% P_2O_5	%MnO
Itabirito Silicoso	Este Estudo	44,8	54,0	0,02	0,01	1,64	0,21	0,04	0,04
Itabirito Magnetítico		36,7	43,7	3,24	6,34	9,71	0,16	0,09	0,10
Itabirito Dolomítico	Spier et al. 2007	49,0	1,01	10,3	14,4	22,8	0,32	0,12	0,28
Quartzo Itabirito		55,7	41,7	0,14	0,46	0,59	0,18	0,13	<0,01
Itabirito Silicoso	Amorim & Alkmim (2011)	30 - 40	40 - 60	< 0,1	< 0,1	1 - 2	-	-	-
Itabirito Dolomítico		35,00	< 1	10,00	15,00	> 5	-	-	-
Itabirito Anfibolítico		35,00	45,00	< 1	< 1	1 - 2	-	-	-
Itabirito Magnetítico		25 - 35	35 - 55	2 - 10	2 - 10	> 5	-	-	-
Itabirito Silicoso Gandarela	Alkmim 2014	56,7	40,3	0,10	0,02	1,90	0,20	0,07	0,01
Itabirito Silicoso Serra Azul		50,5	43,8	0,10	0,04	2,10	0,03	0,08	0,10
Itabirito Magnetítico Serra Azul		23,9	38,7	4,96	4,21	6,09	0,08	0,06	0,37
Itabirito Anfibolítico Serra Azul		51,4	42,8	0,10	0,04	3,49	0,18	0,15	0,36
Itabirito Dolomítico	De Paula et al. 2023	32,8	1,30	12,1	18,1	28,9	0,48	0,12	0,50

Fonte: autoria própria, 2024

5.2 Discussão dos Elementos traço e comparação com a literatura

Os dados de ETR+Y deste estudo comparado com as assinaturas geoquímicas de elementos terras raras descritas no capítulo 2, se encaixa em todos os parâmetros disponíveis na literatura, conforme pode ser visto na FIG. 33. Os itabiritos silicosos e magnetíticos apresentam $\text{Sm}/\text{Yb}_{(\text{SN})} < 1$ e $\text{Eu}/\text{Sm}_{(\text{SN})} > 1$ como proposto por Bau & Möller (1993). A anomalia de Eu, como proposto por Planavsky *et al.* (2010) é positiva para ambos litotipos e sugere contribuição de fluidos hidrotermais na bacia de deposição. Também de acordo com Planavsky *et al.* (2010), os dois tipos de itabiritos descritos apresentam empobrecimento dos ETR leves em relação as ETR pesados ($\text{Pr}/\text{Yb}_{(\text{SN})}$), podendo relacionar com um ambiente marinho oxigenado. O valor de Y/Ho de 25 para o Itabirito Silicoso e 27 para o Magnetítico sugerem que o período de deposição seria entre o Arqueano e Paleoproterozoico (Planavsky *et al.*, 2010).

Além disso, os valores de $Y/Ho < 34$, podem ser resultantes de processos de alteração pós deposicionais, como hidrotermalismo e metamorfismo (Sampaio *et al.*, 2018).

Os elementos traço Sr (4,71 a 146 ppm), Zr (3,55 a 14 ppm), Th (0,3 a 3,7 ppm) e Hf (0,05 a 30 ppm) presentes na composição dos IS e IM (TAB. 6) sugerem contaminação clástica destes litotipos de acordo com dados da literatura (Bau & Möller, 1993; Bolhar *et al.*, 2004; Bau & Alexander, 2009).

Figura 33 - Razões de ETR propostas na literatura para análise de BIFs

	Eu/Eu*	Pr/Pr*	Ce/Ce*	Sm/Yb	Eu/Sm	Pr/Yb	Y/Ho
	<i>Planavsky et al. (2010)</i>	<i>Planavsky et al. (2010)</i>	Bau & Dulski (1996)	Bau & Möller (1993)	Bau & Möller (1993)	<i>Planavsky et al. (2010)</i>	<i>Planavsky et al. (2010)</i>
Silicoso	1.662530205	0.920590325	0.65153982	0.562548263	1.757168459	0.29883514	25.00790469
Magnetítico	1.450892494	0.918073604	0.683495363	0.394109494	1.744107744	0.231048872	27.14306115

Fonte: autoria própria, 2024

Ao se comparar as concentrações de ETR+Y com os de outros estudos é possível observar similaridade nesses valores, com concentrações muito baixas (de 8,260 a 28,740 ppm) como visto nos trabalhos de Spier *et al.* (2007), Alkmim (2014) e Paula *et al.* (2023) (FIG. 34).

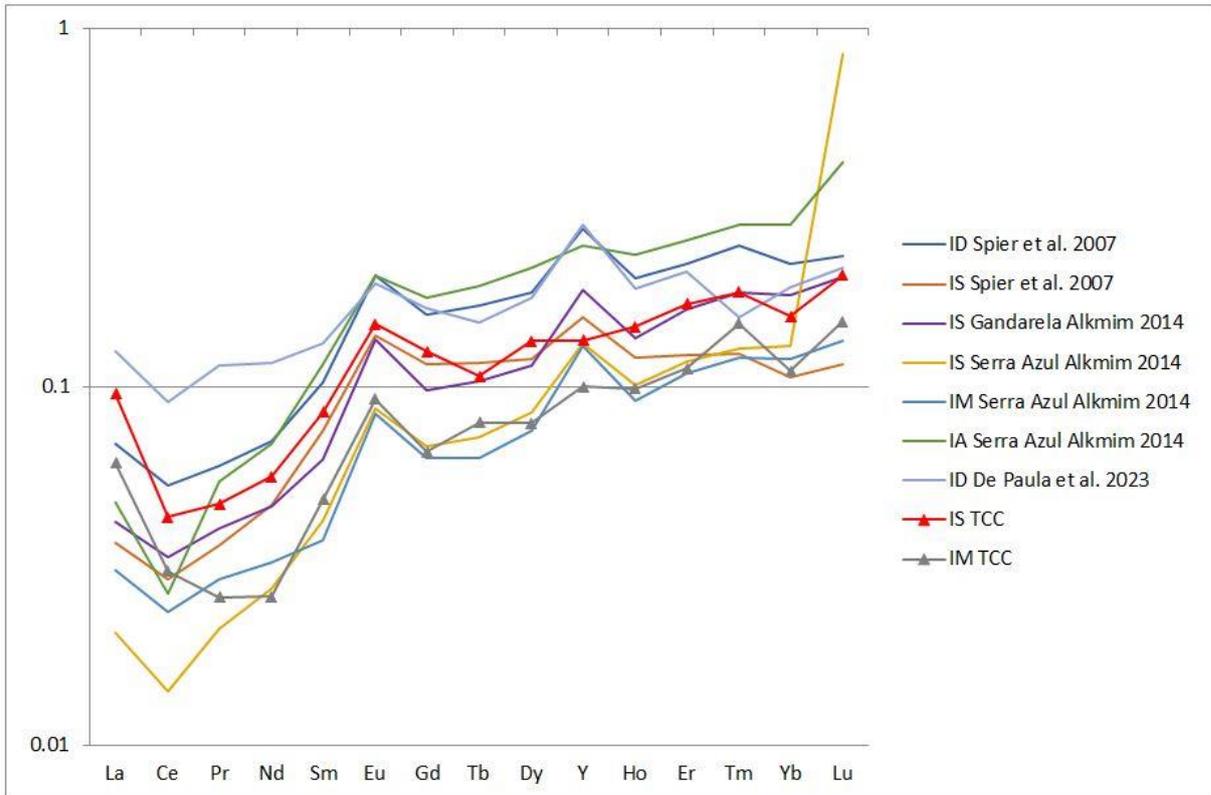
Figura 34 - Valores de ETR em ppm deste estudo e outros estudos encontrados na literatura

Tipo	Bibliografia	ICP-MS (ppm)														Σ ETR+Y	
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb		Lu
Itabirito Silicoso	Este Estudo	3.733	3.817	0.437	2.017	0.517	0.177	0.590	0.087	0.622	3.620	0.148	0.497	0.077	0.467	0.090	16.893
Itabirito Magnetítico		2.382	2.486	0.233	1.086	0.250	0.076	0.366	0.029	0.423	3.072	0.109	0.347	0.044	0.355	0.045	11.303
Itabirito Dolomítico	Spier et al. 2007	2.650	4.210	0.530	2.400	0.570	0.220	0.740	0.130	0.860	7.440	0.200	0.630	0.100	0.620	0.100	13.860
Quartzo Itabirito		1.400	2.320	0.320	1.590	0.420	0.150	0.540	0.090	0.560	4.220	0.120	0.350	0.050	0.300	0.050	8.260
Itabirito Silicoso Gandarela	Alkmim 2014	1.607	2.671	0.356	1.579	0.347	0.147	0.456	0.080	0.536	5.052	0.136	0.467	0.074	0.510	0.088	14.103
Itabirito Silicoso Serra Azul		0.784	1.124	0.187	0.929	0.235	0.094	0.319	0.056	0.398	3.559	0.100	0.335	0.052	0.367	0.367	8.906
Itabirito Magnetítico Serra Azul		1.178	1.876	0.257	1.095	0.207	0.091	0.295	0.049	0.352	3.519	0.091	0.311	0.049	0.338	0.058	9.766
Itabirito Anfibolítico Serra Azul		1.816	2.115	0.481	2.357	0.643	0.220	0.829	0.148	1.008	6.687	0.232	0.733	0.115	0.797	0.184	18.365
Itabirito Dolomítico	De Paula et al. 2023	4.800	7.200	1.010	3.967	0.733	0.210	0.773	0.117	0.827	7.643	0.187	0.600	0.063	0.533	0.093	28.740

Fonte: autoria própria, 2024

Os perfis de ETR+Y comparando os Itabiritos e os do presente estudo, apresentam um padrão de comportamento semelhante, com empobrecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados e anomalia positiva de Eu (FIG. 35). Apesar desta semelhança, é possível observar algumas características diferentes como a falta de anomalia de Y tanto para o IS e IM deste estudo, além de anomalias negativas para Pr e Nd no Itabirito Magnetítico.

Figura 35 - Perfil de ETR+Y normalizado pelo PAAS (McLennan, 1989) de Itabiritos de outras porções do QFe em comparação com este estudo. IS = Itabirito Silicoso; IM = Itabirito Magnetítico; ID = Itabirito Dolomítico; IA = Itabirito Anfibolítico



Fonte: autoria própria, 2024

5.3 Comparação da Químioestratigrafia proposta para o furo estudado com a literatura

As amostras do furo de sondagem, como visto na TAB. 1, se iniciam na profundidade de 160,5 metros e atingem profundidade máxima em 205 metros. Desta forma, para fins de comparação, os intervalos dos furos de sondagem da literatura a serem utilizados estão entre 150 metros e 300 metros.

No furo FDMQ 0177 (FIG. 16) de Alkmim (2014), como descrito no capítulo 3, o Itabirito Silicoso é sobreposto por canga e Itabirito Goethítico e sobrepõe Quartzito e Filito, por sua vez, o furo RA0006D (FIG. 27) em estudo, difere dessa litoestratigrafia, visto que nele o IS sobrepõe o ISD com lentes de Mármore Dolomítico Ferruginoso e com o Xisto Ferruginoso encontrado na base do furo.

Já no furo FDVD 0095 (FIG. 17) (Alkmim, 2014), no intervalo de 160 metros a 200 metros, tem-se o Itabirito Goethítico sobreposto ao Itabirito Silicoso, o que difere do furo RA0006D. Se expandir para uma análise do fim do furo FDVD 0095, ele também seria diferente

do furo de sonda deste trabalho, visto que, no primeiro no final encontra Filito e Filito Sericiítico e no segundo um Xisto Ferruginoso.

A composição química dos dois furos de sonda do trabalho de Alkmim (2014), comparados com o furo RA0006D, apresentam semelhanças por terem um intervalo de material clástico. Este composto por quartzitos e Itabiritos Silicosos, como presentes no topo da quimioestratigrafia deste estudo, mas apresentam diferença na ausência de um intervalo com predomínio clástico-químico, marcado no furo RA006D pelo Itabirito Magnetítico e Mármore Dolomítico Ferruginoso.

O furo deste estudo ao ser comparado com o furo FDSP0043 de Paula *et al.* (2023) (FIG. 18) possui algumas diferenças apesar de ambos se situarem na mesma megaestrutura, o Sinclinal Dom Bosco. A primeira diferença é a composição química dos itabiritos, visto que no furo RA0006D há a presença do Itabirito Silicoso com predomínio de um ambiente clástico, que difere do furo FDSP0043 onde há apenas um ambiente químico marcado pela presença do Itabirito Dolomítico e Dolomitos. Outra diferença está na sequência estratigráfica, enquanto o furo deste estudo exhibe estratigrafia normal, o furo estudado por Paula *et al.* (2023) apresenta inversão na estratigrafia, apresentando Formação Cauê sobreposta à Formação Gandarela.

Por fim, comparando a litoestratigrafia do furo RA0006D com a estratigrafia do QFe proposta por Endo *et al.* (2019), o Xisto Ferruginoso encontrado na base do furo de sonda, foi interpretado como pertencente à Formação Morro Grande do Grupo Tamanduá, unidade mais antiga se comparadas à Fm. Cauê. Assim, o furo RA0006D não apresenta inversão estratigráfica e demonstraria estratigrafia normal de acordo com os dados do QFe.

6 CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos neste trabalho, por meio da descrição macroscópica, microscópica e análise geoquímica de elementos maiores e elementos terra raras mais Ítrio das amostras do furo RA0006D, pode-se concluir que:

- Foram descritos e identificados 4 litotipos/faciologias, sendo eles: Itabirito Silicoso, Itabirito Magnetítico, Mármore Dolomítico Ferruginoso e Xisto Ferruginoso.
- A litoestratigrafia observada neste furo de sonda está em sequência normal.
- Há duas zonas bem definidas, sendo elas: i) uma zona clástica, composta pelo Itabirito Silicoso e ii) uma zona clástica-química, composta pelo Itabirito Magnetítico, Mármore Dolomítico Ferruginoso e Xisto Ferruginoso.
- O empobrecimento de ETRL em relação aos ETRP sugere um ambiente marinho oxigenado durante a deposição dos Itabiritos (Planavsky et al. 2010).
- A anomalia positiva de európio sugere a contaminação dos Itabiritos por fluidos hidrotermais (Bau & Dulski, 1996).
- A composição dos elementos traço Sr, Zr, Hf e Th sugere a contribuição clástica na deposição dos itabiritos.
- Os valores da razão Y/Ho (25 para IS e 27 para IM) sugerem que o período de deposição dos Itabiritos estaria entre o Neoarqueano e Paleoproterozoico (Planavsky et al., 2010).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, A. R., **Investigação geoquímica e estratigráfica da Formação Ferrífera Cauê na porção Centro Oriental do Quadrilátero Ferrífero, MG**. 2014. 178 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2014.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, v. 90, p. 29-58, 1998.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, Eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, p. 127-139, 2012.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M., *et al.* Brazilian Structural Provinces: Na Introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, L. G., *et al.* O Grupo Sabará no Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero: Uma Revisão Estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, p. 1-12, 2004.
- AMORIM, L. Q.; ALKMIM, F. New ore types from the Cauê Banded Iron Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: responses to the growing demand. **Iron ore 2011 Meeting, The Growing Demand**. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Perth, p. 59-71, 2011.
- BALTAZAR, O. F.; ZUCCHETTI, M. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits. **Ore Geol. Rev.**, v. 32, p. 471-499, 2007.
- BAU, M.; ALEXANDER, B. W. Distribution of high field strength elements (Y, Zr, REE, Hf, Ta, Th, U) in adjacent magnetite and chert bands and in reference standards FeR-3 and FeR-4 from the Temagami ironformation, Canada, and the redox level of the Neoproterozoic ocean. **Precambrian Research**, v. 174, p. 337-346, 2009.
- BAU, M.; DULSKI, P. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman ironformations, Transvaal Supergroup, South Africa. **Precambrian Research**, v. 79, p. 37-55, 1996.
- 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**, v. 57, p. 2239-2249, 1993.

BEKKER, A., *et al.* Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes. **Economic Geology**, v. 105, p. 467-508, 2010.

BOLHAR, R., *et al.* Characterization of early Archean chemical sediments by trace element signatures. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 222, p. 43-60, 2004.

CARNEIRO, M. A., **O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano.** 1992. 233 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

DORR, John Van N. Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **U.S. Geological Survey Prof. Paper 641-A**, p. 334-413, 1969.

DORR, John Van N. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, v. 59, n. 7, p. 1203-1240, 1964.

DORR, John Van N. Reservas estimadas de minérios de ferro no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro. 1957.

ELDERFIELD, H.; SHOLKOVITZ, E. R. Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 82, p. 280-288, 1987.

ENDO I., *et al.* **Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:150.000:** Uma celebração do cinquentenário da obra de Dorr. (1969). Ouro Preto: Departamento de Geologia da Escola de Minas/UFOP, Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero, 2019.

FARINA, F.; ALBERT, C.; LANA, C. The Neoproterozoic transition between medium and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). **Precambrian Research**, v. 266, p. 375-394, 2015.

FARINA, F., *et al.* The Archean-Paleoproterozoic Evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: current models and open questions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 4-21, 2016.

GAIR, J. E. The Sabará Formation. In: **Symposium on Stratigraphy of Minas Series in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil**, v. 7, n. 2, p. 68-69, 1958.

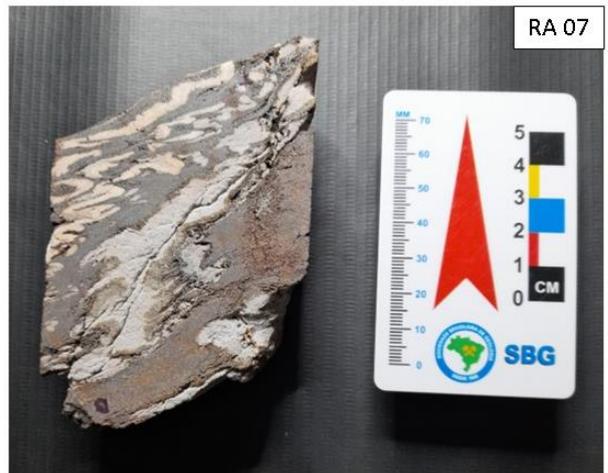
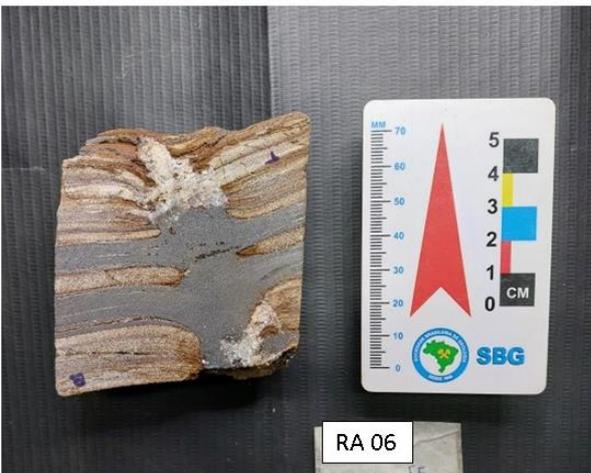
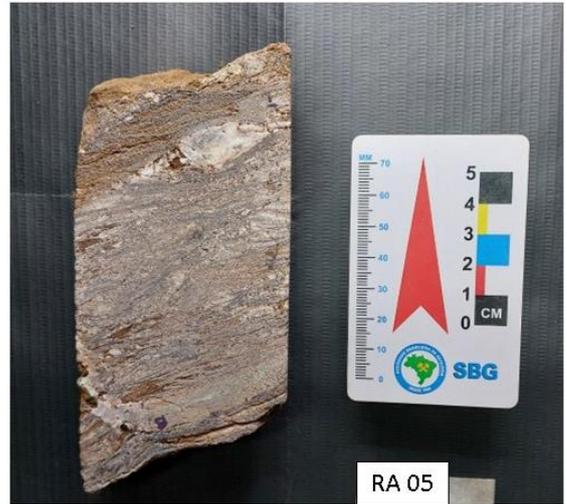
GONÇALVES, G. F. **Estratigrafia de sequências e proveniência sedimentar do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi no Quadrilátero ferrífero, MG, Brasil.** 2021. 139 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2021.

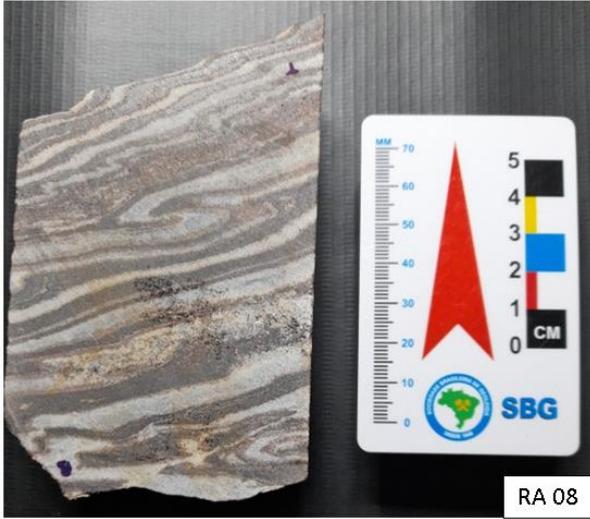
GRAFT Jr., J. L. Rare earth elements, iron formations and sea water. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 42, p. 1845-1850, 1978.

- GROSS, G.A. A classification of iron deposits in Canda. **Can Min. J.**, v. 80, n. 10, p. 87-92, 1959.
- GROSS, G.A. Geology of iron deposits in Canda-General geology and evaluation of iron deposits. **Geological Survey of Canada. Econ. Geo. Ser.**, v. 22, n. 1, 1965.
- GROSS, G.A. A classification of iron formations based on depositional environments. **The canadian Mineralogist**, v. 18, p. 215-22, 1980.
- GROSS, G. A. Tectonic systems and depositional of iron-formation. **Precambrian Research**, v. 20, p. 171-187, 1983.
- HOLLAND, H. D. Volcanic gases, black smokes and the Great Oxygen Event. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 66, p. 3811-3826, 2002.
- HOLLAND, H. D. The oxygenation of the atmosphere and oceans. **Philosophical Transactions of the Royal Society: Biological Sciences**, v. 361, p. 903-915, 2006.
- JAMES, H. L. Sedimentary facies of iron-formation. **Economic Geology**, v. 49, p. 235-293, 1954.
- KATO Y., *et al.* Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 62, p. 3475-3497, 1998.
- KLEIN, C. Some Precambrian banded iron formation. (BIFS): from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. **American Mineralogist**, v. 90, n. 10, p. 1473-1499, 2005.
- LANA, C., *et al.* The ancestry and magmatic Evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 231, p. 157-173, 2013.
- McLENNAN, S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: B.R. Lipin & G.A. McKay (eds). Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. **Reviews in Mineralogy**, v. 21, p. 169-200, 1989.
- MURRAY, R. W., *et al.* Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 55, p. 1875-1895, 1991.
- PAULA, J. R. de, *et al.* Trace elements, C–O isotopes and U–Pb geochronology of the Minas Supergroup in the Segredo deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 129, 2023.
- 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**, v. 49, p. 491-507, 2002.

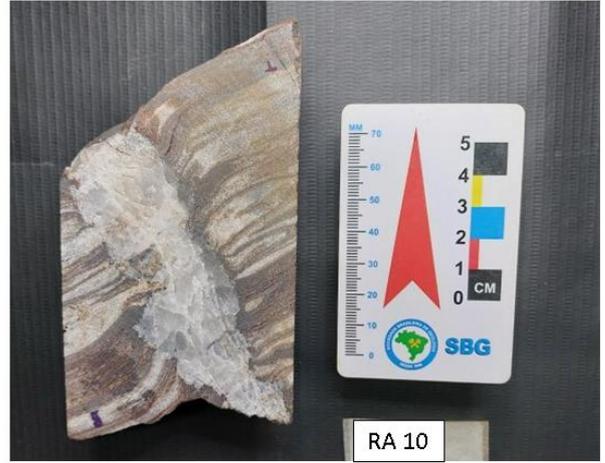
- PICKARD, A. L. SHRIMP U-Pb zircon ages for the Palaeoproterozoic Kuruman Iron Formation, Northern Cape province, South Africa: Evidence for simultaneous BIF deposition on Kaapvaal and Pilbara cratons. **Precambrian Research**, v. 125, p. 275-315, 2003.
- PIRES, F. R. M.; ARANHA, D. M.; CABRAL, A. R., 2005. Volcanic Origin of the Proterozoic Itabira Iron Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, in **Proceedings Iron Ore 2005**, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy: Melbourne, p. 119-121, 2005.
- PLANAVSKY, N., *et al.* 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**, v. 74, p. 6387-6405, 2010.
- PUFAHL, P. K.; HIATT, E. E. Oxygenation of the Earth's atmosphere-ocean system: A review of physical and Chemical sedimentologic responses. **Marine and Petroleum Geology**, v. 32, p. 1-20, 2012.
- ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE JR. F. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero – uma visão geral e discussão. **Geonomos**, v. 8, n. 2, p. 27-43, 2000.
- ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE JR, F.; GUIMARÃES, M. L. V. Um modelo para a evolução microestrutural dos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Parte I: Estruturas e Recristalização. **Geonomos**, v.1, n.1, p. 65-84, 1993.
- SAMPAIO, G. M. S., *et al.* 2018. Influence of weathering and hydrothermal alteration on the REE and $\delta^{56}\text{Fe}$ composition of iron formation, Cauê Formation, Iron Quadrangle, Brazil. **Chemical Geology**, v. 497, p. 27–40, 2018.
- SCHORSCHER, H. D. Komatiítos na estrutura greenstone belt, Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia., **Recife. Soc. Bras. Geol.**, p. 292-293, 1978.
- SPIER, C. A., *et al.* Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Precambrian research**, v. 152, p. 170-206, 2007.

7 ANEXO A

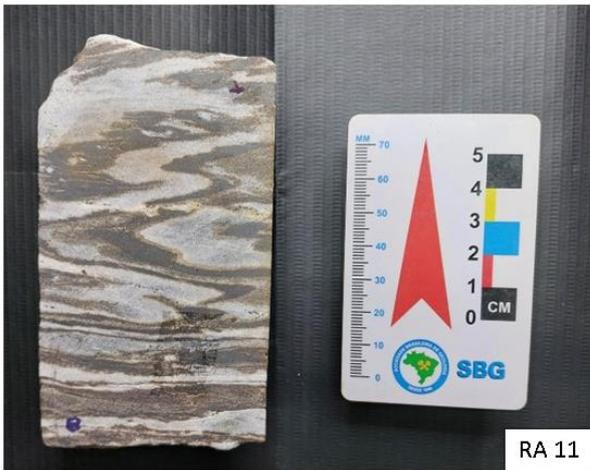




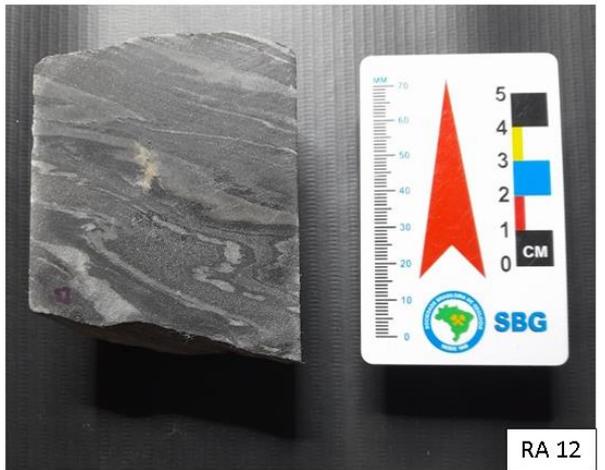
RA 08



RA 10



RA 11



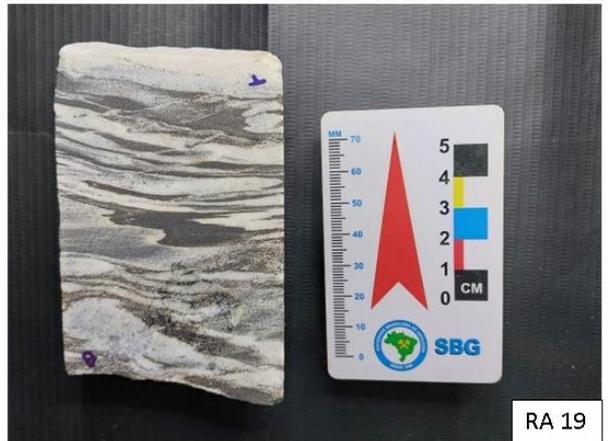
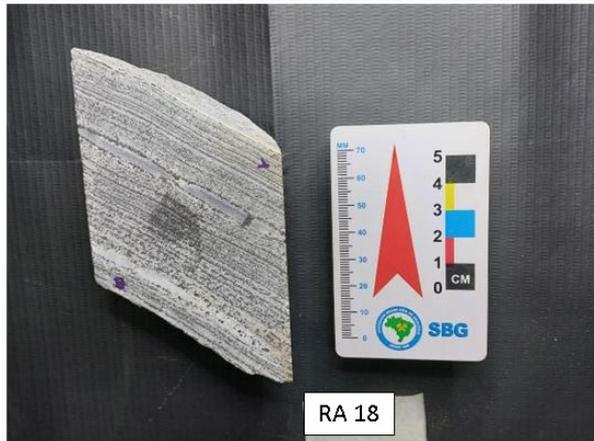
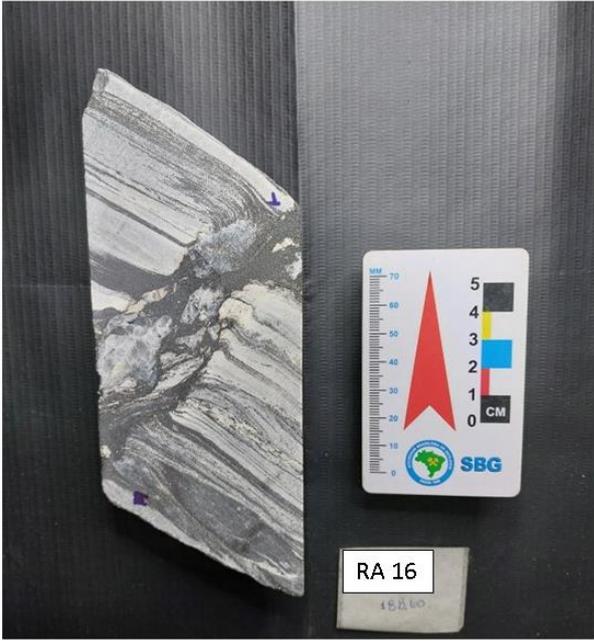
RA 12

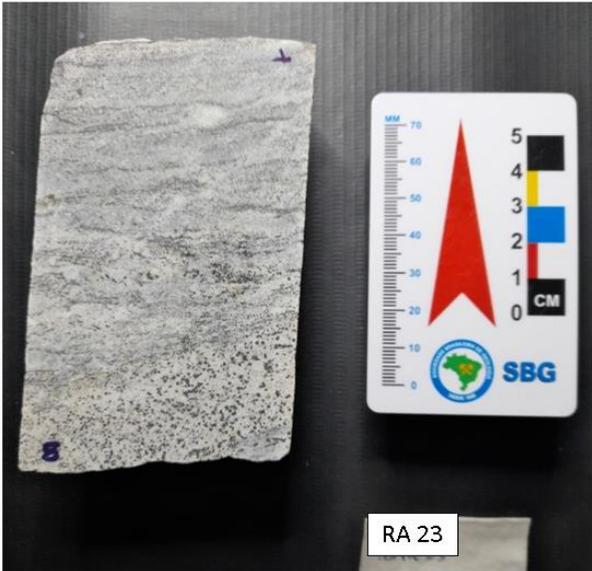


RA 13



RA 15





RA 23



RA 25