



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

**ISÓTOPOS DE ND APLICADOS À DATAÇÃO DIRETA DE FORMAÇÕES
FERRÍFERAS PALEOARQUEANAS DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE,
RIO GRANDE DO NORTE-RN**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 291

Carlos Victor Rios da Silva Filho

Brasília - DF, 2012



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

Carlos Victor Rios da Silva Filho

**ISÓTOPOS DE ND APLICADOS À DATAÇÃO DIRETA DE FORMAÇÕES
FERRÍFERAS PALEOARQUEANAS DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE,
RIO GRANDE DO NORTE-RN**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós Graduação em Geologia, da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Econômica e
Prospecção.

Orientador:

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Co-Orientador:

Prof. Dr. Lucieth Cruz Vieira

Brasília - DF, 2012

Carlos Victor Rios da Silva Filho

**ISÓTOPOS DE ND APLICADOS À DATAÇÃO DIRETA DE FORMAÇÕES
FERRÍFERAS PALEOARQUEANAS DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE,
RIO GRANDE DO NORTE-RN**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós Graduação em Geologia, da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas.

Co-Orientadora: Lucieth Cruz

Brasília – DF, 18 de Maio 2012

Aprovada em __/__/____.

BANCA EXAMINADORA

Dr. Elton Luiz Dantas (Orientador)
Universidade de Brasília – UnB

Dr. Joel Buenano Macambira
Universidade Federal do Pará – UFPA

Dr. Farid Chemale Jr.
Universidade de Brasília – UnB

Dr. Bernhard Manfred Buhn
Universidade de Brasília – UnB

Brasília – DF
2012

Aos meus pais.
A minha companheira e meu filho.
A meus amigos.
A todos os leitores.

AGRADECIMENTOS

Em especial, ao meu Orientador, Elton Luiz Dantas, pela orientação, confiança e incentivo durante todo o andamento do trabalho e pelas inúmeras horas de dedicação, inclusive domingos e feriados.

A minha mãe, Zuleide Paiva, e ao meu pai, Carlos Victor Rios, por toda a ajuda e participação no decorrer de toda a Pós-Graduação.

Em especial, a minha preta Chal, por tanta compreensão e paciência durante todas as etapas deste trabalho, e a meu filho, Ben dos Reis Rios, agora com 6 meses de vida.

Aos meus colegas da Universidade de Brasília – UNB.

À CAPES, por financiar este trabalho.

RESUMO

As ocorrências de formações ferríferas bandadas (BIFs) identificadas na Porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC) 3,4-3,5 Ga (Estado do Rio Grande do Norte) estão associadas às rochas da Sequência Vulcano-Sedimentar Serra Caiada. As análises químicas de elementos maiores, em vinte amostras, mostram composição química relativamente simples, com SiO₂ e Fe₂O₃ representando mais de 96% de sua composição total. A textura varia de granoblástica média/fina a microbandada. Os cristais de quartzo são subeudrais a anedrais, mostrando contatos poligonais, serrilhados ou retos com opacos e/ou anfibólios da série *cummingtonita-grunerita*. Normalizado pelo condrito, o padrão de distribuição dos ETRs sugere três grupos distintos: o primeiro inclui BIFs com somatório de ETR (8,36 e 26,02), caracterizado, também, pelo aumento gradativo do fracionamento dos ETR leves, neste grupo; seis amostras analisadas exibem anomalia positiva de európio (Eu/Eu* = 1,07 a 1,55); o segundo grupo possui um somatório de ETR muito variado (13,42 a 249,96), sem anomalias positivas de Európio (Eu/Eu* = 0,69 a 0,97); o terceiro possui um somatório de ETR (61,9 a 454,94) com anomalias negativas de Európio (Eu/Eu* = 0,29 a 0,64). As formações ferríferas mostram razão Y/Ho entre 25 e 40 onde, valores abaixo de 30 indicam uma predominância de contribuição continental para estas rochas. A correlação Eu/Eu* e Y/Ho* mostra que, para valores de Y/Ho* >30, existem anomalias positivas e negativas de Eu e correlação semelhante no diagrama Pr/Pr* e Eu/Eu*, onde, para valores de Pr/Pr* >1, ocorrem anomalias positivas e negativas de Eu/Eu*. A correlação existente entre Ce/Ce* e Y/Ho é inversamente proporcional. Beukes e Klein, (1990) utilizaram dados semelhantes em rochas de 3,8 Ga de idade de Isua, Groelândia, para argumentar uma variação de profundidade no ambiente deposicional onde valores de Ce/Ce* <<1 e Y/Ho >30 indicam ambientes menos oxidantes e profundos e valores de Ce/Ce* <1 Y/Ho <30 indicam ambientes mais oxidados em zonas mais rasas. As idades modelo TDM das formações ferríferas analisadas variam entre 3,5 e 2,4 Ga, sugerindo que diferentes fontes podem estar envolvidas na geração destas rochas. A idade de 3,7 Ga para amostras do Grupo 1 pode ser interpretada como a época de deposição e o valores de ϵ_{Nd} (3,7 Ga) positivo sugerem um fonte mantélica para estas rochas. As demais amostras, Grupos 2 e 3, não são cogenéticas, onde idades de 2,4 e 2,7 Ga podem ser interpretadas como eventos que causaram perturbação no sistema isotópico ou por épocas distintas de formação de Bifs. Embora exista esta grande variação na idade de proveniência das fontes destas rochas, elas são predominantemente arqueanas e, de fato, as formações ferríferas da Porção Norte do MSJC sugerem um *input* hidrotermal diversificado.

Palavras-chave: Núcleo Arqueano; Geoquímica de formação ferrífera; Rio Grande do Norte.

ABSTRACT

The occurrences of banded iron formations (BIFs) identified in the Northern Portion of the São José do Campestre Massif (SJCM), archean core (3.4 to 3.5 Ga) of the Rio Grande do Norte State are associated with rocks of the Serra Caiada volcano sequence. The chemical analysis of the major elements in twenty samples have relatively simple chemical composition, with SiO₂ and Fe₂O₃ representing more than 96% of its total composition. The texture varies from granoblastic, medium to fine grained, to micro banded. The quartz crystals are *subhedral to anhedral*, showing polygonal contacts, serrated or straight, with opaque minerals and/or cummingtonite-grunerite amphibole series. Normalized by the Chondrite, distribution pattern of the REEs suggests three distinct groups: the first includes BIFs with the sum of REE 8.36 and 26.02, also characterized by a gradual increase of the fractionation of the light REE. In this group six samples exhibit positive anomaly of europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.07$ and 1.55). The second group has a sum of REE vary widely, from 13.42 to 249.96, without positive europium anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69$ to 0.97). The third group has a sum of REE varying from 61.9 to 454.94 with negative europium anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.29$ to 0.64). The iron formations have Y/Ho ratios between 25 and 40 and, values below 30 indicate a predominance of continental contribution to these rocks. The correlation Eu/Eu^* and Y/Ho* indicate that for values of Y/Ho* >30, there are positive and negative anomalies of Eu. Correlation similar of the Pr/Pr* and Eu/Eu^* diagram, where for values of Pr/Pr* >1, there are positive and negative anomalies of Eu/Eu^* . The correlation existent between Ce/Ce* and Y/Ho is inversely proportional. Beukes and Klein (1990) used similar data of 3.8 Ga rocks from Isua IF, Greenland, for argued a depth variation in the depositional environment, where values of Ce/Ce* <<1 and Y/Ho >30 indicate less oxidizing environments and deep, while values of Ce/Ce* <1 and Y/Ho <30 indicate more oxidized environments in shallower areas. The TDM model ages of the iron formations analyzed varies between 3.5 and 2.4 Ga, suggesting that different sources may be involved in the generation of these rocks. The ages of 3.7 Ga for samples of Group 1 can be interpreted as the time of deposition and the ϵ_{Nd} values (3.7 Ga) + 0.1 and + 4.5 suggest a mantle source for these rocks. The samples of Groups 2 and 3 are not co genetic, where ages of 2.4 and 2.7 Ga can be interpreted as events that caused isotopic disturbance in the system or different times of formation of BIFs. Although there is a wide variation in the provenience ages of these rock sources, they are dominantly Archean and the iron formations of the northern portion of SJCM suggest a diverse hydrothermal input.

Keywords: Massif Archean; Geochemistry of iron formation; Rio Grande do Norte.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Distribuição de eventos associados a superplumas no manto e depósitos minerais pré-cambrianos	19
Figura 2	Distribuições de fácies e íntima relação com a fonte vulcanogênica e proximidade com a costa	21
Figura 3	Distribuição média dos ETR das formações ferríferas: (A) de Mozaan, Isua e Kuruman bem como a distribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura e a média da composição de águas rasas no mar do Pacífico (<500 m); (B) de Isua bem como a distribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura na água do mar	23
Figura 4	Trend temporal das características dos ETR + Y em formações ferríferas	24
Figura 5	Isócrona Sm-Nd com os dados de BIFs associadas a rochas vulcânica no Tati Greenstone Belt, Botswana	25
Figura 6	Distribuição dos ETRs no oceano e sua compartimentação tectônica	25
Figura 7	Localização da área estudada (folha João Câmara) e seus principais acessos ...	26
Figura 8	Localização da Província Borborema e do Maciço São José do Campestre (MSJC)	28
Figura 9	Mapa geológico do Maciço São José do Campestre (MSJC)	30
Figura 10	Mapa geológico generalizado da porção leste do Domínio Rio Grande do Norte, mostrando a localização do Maciço São José do Campestre (MSJC)	40
Figura 11	Mapa geológico simplificado das rochas arqueanas do Maciço São José do Campestre (MSJC)	41
Figura 12	Limite tectônico de rochas arqueanas suas encaixantes paleoproterozóicas com localização das amostras de formação ferrífera analisadas	53
Figura 13	Comparação do padrão de distribuição da média dos elementos maiores das formações ferríferas da Porção Norte do MSJC com o padrão das formações ferríferas de Carajás (LINDENMAYER, 2001), do Quadrilátero Ferrífero (SPIER, 2005), do tipo Superior (KLEIN, 1988) e do tipo Algoma (DAUPHAS, 2007)	53
Figura 14	Diagramas bivariantes para amostras de FFs do Maciço São José do Campestre (MSJC). (A) Diagrama bivariante SiO ₂ versus Fe; (B) Diagrama bivariante SiO ₂ versus Al ₂ O ₃ ; (C) Diagrama bivariante MgO versus Fe; (D) Diagrama bivariante P ₂ O ₅ versus Fe	56
Figura 15	Diagrama spider com valores de elementos traço (selecionados) normalizados em relação ao condrito (TAYLOR; MCLENNAN, 1985), para amostras de FFs da porção norte do Maciço São José do Campestre (MSJC)	57
Figura 16	Diagramas bivariantes para amostras de FFs do Maciço São José do Campestre (MSJC). (A) Diagrama bivariante Ba (ppm) versus Zr (ppm); (B) Diagrama bivariante MgO (%) versus Ni (ppm); (C) Diagrama bivariante Al ₂ O ₃ (%) versus Ba (ppm); (D) Diagrama bivariante Rb (ppm) versus Sr (ppm)	58

Figura 17	Diagrama mostrando o padrão de ETR, normalizado pelo condrito (EVENSEN et al., 1978); (A) Homogeneidade dos padrões: semelhança com BIFs de Isua – Groenlândia (fácies óxido) – tipo Algoma – 3.7 a 3.8 Ga (DAUPHAS, 2007); (B) Diagrama Grupo 2; (C) Diagrama Grupo 3	59
Figura 18	Diagrama mostrando o padrão de ETR, normalizado ao PAAS – Post-Arquean Australian Shale. (A) Grupo 1; (B) Grupo 2; (C); (D) Diagrama mostrando correlação positiva entre Eu^{**} e o somatório dos elementos terras raras (ETRs)	60
Figura 19	Diagrama binário entre Y e Ho	61
Figura 20	Diagrama (Ce/Ce^*) vs (Pr/Pr^*) normalizados ao condrito para amostras de BIFs da Porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC), indicando campos de verdadeiras anomalias negativas e positivas em Ce	61
Figura 21	(A) Diagrama Y/Ho versus Pr/Pr^* indicando que a relação Y/ho acima de 33 apresenta $Pr/Pr^* > 1$; (B) Diagrama Eu/Eu^* e Y/Ho^* indicando anomalias positivas e negativas de Eu para $Y/Ho^* > 33$; (C) Diagrama Pr/Pr^* e Eu/Eu^* indicando anomalias positivas e negativas para valores de $Pr/Pr^* > 1$; (D) Correlação entre Ce/Ce^* e Y/Ho inversamente proporcional, indicando variação de profundidade no ambiente deposicional	62
Figura 22	Isócrona Sm-Nd indicando idade de 3,7 Ga para amostras analisadas de formações ferríferas da Porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC)	64
Figura 23	Isócrona Sm-Nd para todas as amostras analisadas de formações ferríferas da Porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC)	64
Figura 24	Mapa geológico de Bom Jesus indicando localização de amostras com diferentes assinaturas isotópicas	65
Figura 25	Modelo de evolução de $\epsilon Nd(T)$ em função do tempo (3,7 e 2,2 Ga) para as formações ferríferas do Maciço São José do Campestre (MSJC)	66
Figura 26	(A) Y/Ho versus Eu/Sm indicando campos que possuem contribuição de fluidos de alta temperatura de água oceânicas mais rasas; (B) Eu/Sm versus Sm/Yb , indicando campos que possuem contribuição de fluidos de alta temperatura ($>350\text{ }^{\circ}\text{C}$) e campos que mais se aproximam de água oceânicas mais rasas ($<500\text{ m}$)	68
Figura 27	(A) Diagrama mostrando correlação negativa entre Eu/Eu^* e o somatório dos elementos terras raras normalizados ao condrito: Isua, 3,7 Ga, e Kuruman, 2,5Ga; (B) Diagrama Y versus $\sum ETR$	69
Figura 28	(A) Diagrama binário de $(Co + Cu + Ni)$ versus $(La + Ce + Nd + Sm + Eu + Tb + Yb + Lu)$, com o campo dos depósitos hidrotermais e sedimentos metalíferos de fundo oceânico; (B) Diagrama Ce/Ce^* vs Eu/Eu^* indicando campos de influência da fonte hidrotermal e contribuição detrítica em formações ferríferas	69
Figura 29	(A) Diagrama Eu/Eu^* versus TDM (Ga); (B) Diagrama Y/Ho versus TDM (Ga) indicando a relação Y/Ho acima e idade TDM	71

Figura 30	Diagramas bivariantes para amostras de FFs dp MSJC. (A) Diagrama bivalente Hf (ppm) versus Zr (ppm); (B) Diagrama bivalente Nd (ppm) versus Al ₂ O ₃ (ppm)	71
Figura 31	Diagramas bivariantes para amostras de FFs do Maciço São José do Campestre (MSJC)	72
Figura 32	(A) Simulação para ϵ Nd (2,3 Ga); (B) Simulação para ϵ Nd (3,7 Ga)	73

LISTA DE FOTOS

Foto 1	(A) (B) (C) (D) e (E) Diversas formas de ocorrência de formação ferrífera bandada (BIFs)	31
Foto 2	(A) Ocorrência de ferro, localizada na Porção Central da Folha João Câmara, formando pequenos morrotes orientados NNW–SSE; (B) Detalhe da foliação/bandamento das formações ferríferas do Maciço São José do Campestre (MSJC); (C) Bandamento dobrado intercalando bandas de quartzo e bandas contendo minerais de ferro (óxidos e silicatos); (D) Bandamento com pequenas dobras e porções mais ricas em Quartzo; (E) Bandamento dobrado intercalando bandas claras e escuras	42
Foto 3	(A) (B) Ortognaisse de natureza TTG do Complexo Presidente Juscelino; (C) Exposição de sequência anfibolítica em voçoroca; (D) Detalhe de anfibolito associado às formações ferríferas; (E) Blocos de rocha ultramáfica <i>in situ</i> ; (F) Detalhe de rocha ultramáfica associado às formações ferríferas	43
Foto 4	(A) Amostra BJ–31: Detalhe do aspecto bandado nas FFs do Maciço São José do Campestre, indicando mesobandas claras e escuras de quartzo e óxidos de ferro; (B) Amostra BCG044: bandas ricas em quartzo e magnetita; (C) Amostra BCG–058: anfibolítica com bandas ricas em quartzo, anfibólio e magnetita; (D) Amostra BJ–31: com bandas ricas em quartzo e magnetita; (E) Amostra TG–25: Distribuição homogênea de cristais de quartzo e magnetita; (F) Amostra BJ–26: Aspecto maciço e bandamento incipiente; (G) Amostra VI–18a: aspecto maciço e distribuição homogênea de quartzo e magnetita; (H) Amostra C173A: aspecto maciço e distribuição homogênea de quartzo e magnetita, bandamento incipiente; (I) Amostra A210B: Aspecto poroso e intensa silicificação; (J) Amostra BCG016B: Intensa porosidade e oxidação, preferencialmente nas bandas ricas em magnetita; (K) Amostra A208B: Intensa porosidade e silicificação	45
Foto 5	(A) Rochas mais preservadas que afloram na entrada de Bom Jesus (TDM 3,5 Ga); (B) Rochas mais deformadas (TDM 2,4 Ga)	65

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1	(A) Amostra BGC–16a: Bandamento composicional das BIFs em lâmina delgada em LP evidenciando grãos de quartzo e níveis contendo cristais de magnetita em resposta ao intenso processo de deformação em NC cruzados; (B) (C) Amostra BCG–016B: Detalhe de porções ricas em óxidos, contendo magnetita alongada (Mag) em contato com quartzo (Qtz) em LP; (D) Amostra BJ–26: Detalhe de magnetita (Mag) euédrica inclusa em cristais de Quartzo (Qtz), em LP	47
Fotomicrografia 2	(A) Amostra BCG–016: Texturas típicas da martitização nos BIFs do Maciço São José do Campestre (MSJC): formação de lamelas de hematita resultando em padrão treliça ocorrendo, igualmente, porosidade resultante de dissolução de fases intermediárias no processo substituição/martitização hematita martítica; (B) Amostra BCG–016B: Cristais isotrópicos de magnetita e avançado processo de martitização; (C) Amostra BCG–058: Processo de martitização iniciando a partir dos planos de fratura em cristais de magnetita; (D) Amostra BCG–058: Processo de martitização e textura em padrão treliça; (E) Amostra BJ–31: Processo de martitização e textura em padrão treliça com núcleo de magnetita preservado; (F) Amostra BCG044: Processo de martitização no contato entre os cristais de quartzo e Magnetita	48
Fotomicrografia 3	(A) Amostra BCG058: Imagem em LP, detalhe de grãos de anfibólio ferrífero (anf) em contato com cristais de magnetita (Mag) e íntima relação com cristais de piroxênio (px) apresentando textura granoblástica; (B) Amostra BCG058: Imagem em LP de cristais de anfibólio (anf) incluso em cristais de magnetita (Mag); (C) Amostra GT–14: Magnetita (Mag) em contato com anfibólios ferríferos (anf) apresentando textura granoblástica; (D) Amostra BJ–31: Piroxênios mostrando grau avançado de alteração para oxi-hidróxidos de ferro em LP	49
Fotomicrografia 4	(A) (B) (C) Pontos das análises na microsonda; (D) Amostra BCG058: Diagrama da variação composicional em piroxênios encontrados: Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ₂ Si ₂ O ₆)	50
Fotomicrografia 5	(A) Amostra TG–25: Detalhe em NC de quartzo microcristalino, textura granoblástica*; (B) Amostra A210–B: Imagens em LP de preenchimento de espaços vazios por quartzo microcristalino; (C) Amostra BJ–31: Imagem em LP de cristais de anfibólio parcialmente alterados para óxido de ferro (goe); (D) Amostra CT–244: Imagem em LP de fase secundária de goethita (Goe) preenchendo cavidades e envolvendo cristais de magnetita (Mag)	52

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Composição química, em % de peso, dos piroxênios ricos da amostra BCG058. Fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio (Dio – Diopsídio; Ferr – Ferrosilita; Aug – Augita)	51
Tabela 2	Análises químicas dos elementos maiores das formações ferríferas bandadas do Maciço São José do Campestre (MSJC)	54
Tabela 3	– Teores dos elementos de terras raras para as formações ferríferas bandadas da Folha João Câmara: IS0406 – Isua – Groenlândia (fácies óxido) – tipo Algoma – 3.7 a 3.8 Ga (DAUPHAS, 2007); CN111–16 Kuruam África do Sul (fácies Lago Superior) – 2.5 a 2.7 Ga (PICKARD, 2003). Σ ETR – somatória dos elementos de terras raras, ETRL – elementos de terras raras leves, ETRP – elementos de terras raras pesados, Eu/Eu*, Ce/Ce*, Pr/Pr*– fator de enriquecimento normalizado pelo Condrito	55
Tabela 4	Dados de Isótopo de Sm-Nd das quatorze amostras analisadas na porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC) (Grupo A)	63

LISTA DE SIGLAS

anf	anfibólio ferrífero
Al	Alumínio
Aug	Augita
BIF	Formação Ferrífera Bandada
Ce	Cério
CHUR	<i>Chondritic Uniform Reservoir</i>
Co	Cobalto
CRPSZ	Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos
Cu	Cobre
DiO	Diopsídio
DM	<i>Depleted Mantle</i>
En	Enstatita
ETR	Elementos Terras Raras
ETRL	Terras Raras Leves
ETRP	Terras Raras Pesadas
Eu	Európio
Ferr	Ferrosilita
FF	Formação Ferrífera
Fs	Ferrossilita
GIF	Formação de Ferro Granular
GOE	<i>Great Oxidation Event</i>
Hf	Háfnio
Ho	Hólmio
IG	Instituto de Geociências
La	Lantânio
LIPs	Grandes Províncias Ígneas
Lu	Lutécio
Mag	Magnetita
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
Mg	Magnésio
Mn	Manganês
MOR	Cadeia Meso-oceânica – <i>Mid-ocean Ridge</i>
MSJC	Maciço São José do Campestre

Nb	Nióbio
Nd	Neodímio
Ni	Níquel
PAAS	<i>Post-Arquean Australian Shale</i>
Pb	Chumbo
PJCSZ	Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara
Pr	Praseodímio
px	Piroxênio
Qtz	quartzo
Rb	Rubídio
REE	<i>Rare earth elements</i>
RN	Rio Grande do Norte
Sc	Escândio
Si	Silício
Sm	Samário
Sr	Estrôncio
SZ	Zona de Cisalhamento – <i>shear zone</i>
Tb	Térbio
Th	Tório
TTG	tonalito-trondjemito-granodiorito
U	Urânio
UnB	Universidade de Brasília
V	Vanádio
VMS	Sulfeto Maciço Vulcanogênico
Wo	Wollastonita
Y	Ítrio
Yb	Itérbio
Zr	Zircônio

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 APRESENTAÇÃO	17
1.1 ASPECTOS GERAIS DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS	17
1.3 LOCALIZAÇÃO	26
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	27
2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA	27
2.2 O DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	28
3 MÉTODOS	33
3.1 PETROGRAFIA	33
3.2 ANÁLISE GEOQUÍMICA	33
3.3 ANÁLISE ISOTÓPICA DE SM/ND	34
3.4 QUÍMICA MINERAL	35
4 ARTIGO: ISÓTOPOS DE ND APLICADOS À DATAÇÃO DIRETA DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS PALEOARQUEANAS DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE (MSJC), RIO GRANDE DO NORTE – RN	36
4.1 ABSTRACT	36
4.2 RESUMO	37
4.3 INTRODUÇÃO	38
4.4 ARCABOUÇO GEOLÓGICO	39
4.5 PETROGRAFIA	46
4.6 GEOQUÍMICA	52
4.7 ÍTRIO E HÓLMIO	60
4.8 ISÓTOPOS DE SM-ND NA DATAÇÃO DIRETA DE BIFS	63
5 DISCUSSÕES	67
CONCLUSÕES	74
REFERÊNCIAS	76
ANEXOS	86
Anexo A Tabela de dados dos Elementos ETR para as Formações Ferríferas de Isua, Groenlândia (Dauphas 2007) e Kuruman, África do Sul (Pickard, 2003)	86

Anexo B Tabela de dados dos elementos maiores para as Formações Ferríferas de Carajás (Lindenmayer 2001), do Quadrilátero Ferrífero (Spier, 2005), do tipo Superior (Pickard, 2003) e do tipo Algoma (Dauphas, 2007)	86
---	-----------

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Este trabalho é resultado de pesquisa realizada nas formações ferríferas bandadas (BIFs) da Porção Norte do Maciço Arqueano São José do Campestre (MSJC) localizado no Estado do Rio Grande do Norte (RN). Os BIFs estão incluídos nos metassedimentos supracrustais com mais de 3,45 Ga identificados em recentes mapeamentos de detalhe (DANTAS et al., 2004) e ocorrem associados à presença de anfíbolitos, calcários, rochas cálcio-silicáticas e metassedimentos aluminosos (sillimanita xistos) na forma de faixas estreitas e alongadas na parte central do maciço, que constitui o mais antigo fragmento de crosta continental existente na Plataforma Sul Americana.

O principal objetivo desta dissertação foi a datação direta da sedimentação dos BIFs através do método Sm-Nd e a aplicação de geoquímica dos elementos maiores, menores, traços e terras raras, para o entendimento da origem e natureza da fonte do material que compõe as formações ferríferas. Esta metodologia tem sido amplamente utilizada e discutida por diversos pesquisadores (p. ex. BAU; DULSKI, 1996; WEBB; KAMBER, 2000; SHIELDS; STILLE, 2001; NOTHDURFT; WEBB; KAMBER, 2004; SHIELDS; WEBB, 2004; BOLHAR; KAMBER; MOORBATH; FEDO, WHITEHOUSE, 2004; ALEXANDER; BAU; ANDERSSON; DULSKI, 2008) ao redor do mundo. A principal justificativa para a realização deste trabalho no MSJC é o pioneirismo no Brasil da abordagem sistemática com uso de geoquímica isotópica para depósito deste tipo.

O escopo desta dissertação de mestrado é apresentado na forma de um artigo a ser submetido para publicação na revista *Precambrian Research*, da editora Elsevier, que tem como título: “*Nd isotopic signature and geochemistry in the sources of paleoarchean bifs (>3.5 ga) in the São José Do Campestre Massif, RN*”.

1.2 ASPECTOS GERAIS DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS

A definição de formação ferrífera bandada (BIF) adotada neste trabalho segue o conceito de James (1954), que a caracteriza como uma rocha sedimentar química, tipicamente bandada e/ou laminada, contendo quantidade igual ou superior a 15% de ferro e, comumente, mas não obrigatoriamente, contendo camadas de chert, levando em consideração aspectos como mineralogia, textura, estrutura, idade e rochas associadas. Os BIFs são descritos nas

fácies óxido, sulfeto, carbonato e silicato, de acordo com o modelo proposto, que sugere a localização das fácies sedimentares no ambiente marinho levando em consideração, principalmente, o potencial de oxirredução do ambiente sedimentar. A ideia central do modelo é baseada em experimentos físico-químicos nos quais se determinam campos de estabilidade (Eh e pH) onde se precipitam os principais minerais formadores destas rochas em ambientes marinhos plataformais, talude e zona abissal próxima a centros exalativos.

Embora os experimentos de James pudessem ser reproduzidos em laboratório, vários autores questionaram a existência de fatos suficientes para a aplicação do modelo na natureza. Trendall (1983), por exemplo, defendeu a utilização das “fácies de James” como termo de conotação descritiva, e não genética. Gross (1973) classifica as BIFs em tipos Lago Superior, Algoma e Raptan, com base nas características geológico-geotectônicas das sequências que hospedam.

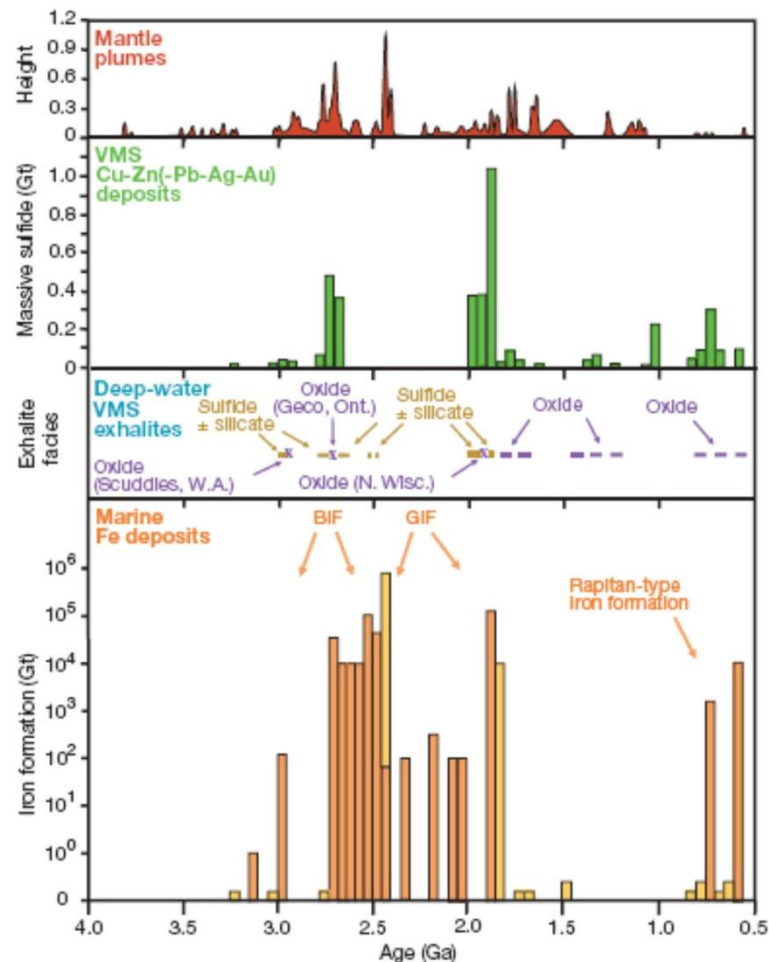
Estudos recentes enfatizam a natureza da deposição das formações ferríferas tipo Algoma, mostrando que elas são contemporâneas e geneticamente relacionadas à formação de Grandes Províncias Ígneas – *Large Igneous Provinces* (LIPs) – geradas através de plumas mantélicas (Figura 1). Estes estudos também relacionam a deposição de Ferro com depósitos exalativos do tipo Sulfeto Maciço Vulcanogênico (VMS), próximos à cadeia meso-oceânica (MOR), em diferentes períodos da história da Terra, principalmente no Arqueano e Paleoproterozóico.

As formações ferríferas tipo Lago Superior têm seus primeiros registros datados em 2,7-3,0 Ga, quando da formação de supercontinentes (BEKKER; SLACK; PLANAVSKY; KRAPEŽ; HOFMANN; KONHAUSER; ROUXEL, 2010). A geração de depósitos gigantes de BIFs do tipo Lago Superior na África do Sul, Austrália, Brasil, Rússia e Ucrânia está relacionada às mudanças globais nas condições de oxidação no sistema oceano-atmosfera, conhecido como GOE – *Great Oxidation Event* – e associada a eventos de magmatismo entre 2,4-2,3 Ga.

Na história evolutiva da Terra, as formações ferríferas desapareceram em torno de 1,85 Ga, reaparecendo no final do Neoproterozóico, mais uma vez ligadas a períodos de intensa atividade magmática e, também, neste caso, a mudanças climáticas globais, relacionadas a períodos de aquecimento e grandes eventos glaciais que têm sido referidos como *Snowball Earth*. Diferentes hipóteses vêm sendo propostas para a origem e deposição dos BIFs, enfocando explicar o transporte e a precipitação de ferro e sílica em diferentes ambientes deposicionais em relação às condições físico-químicas de composição da água na qual estes minerais foram precipitados e, principalmente, sobre os processos diagenéticos e/ou

bioquímicos que desencadearam a precipitação (BEKKER et al., 2004). Existem hipóteses que sugerem semelhanças entre as condições de deposição de rochas carbonáticas e BIFs em ambientes essencialmente marinhos (DIMROTH, 1976). Por sua vez, James (1954) postula que o intemperismo dos continentes é a principal fonte de ferro destas rochas. É amplamente aceito que as condições necessárias à deposição das formações ferríferas nos oceanos antigos estão intimamente ligadas à quantidade de ferro dissolvido nas águas oceânicas.

Figura 1 – Distribuição de eventos associados a superplumas no manto e depósitos minerais pré-cambrianos



Fonte: Bekker et al., 2010.

Nota: Na distribuição de superplumas no manto, o eixo-y (altura) é a soma das séries temporais para intrusões em camadas, basaltos e diques (ABBOTT; ISLEY, 2002). A distribuição dos depósitos ferríferos é plotada em função da quantidade de ferro em bilhões de toneladas (Gt), integrada sobre intervalos de tempo. Notar períodos de tempo dominados por formação ferrífera bandada (BIF), formação de ferro granular (GIF), e tipo Raptan. A distribuição dos depósitos VMS é igualmente representada em Gt para intervalos de tempo de 500 m.a (FRANKLIN; GIBSON; JONASSON; GALLEY, 2005). Para os depósitos de Cu, VMS os dados são de Slack e Cannon (2009).

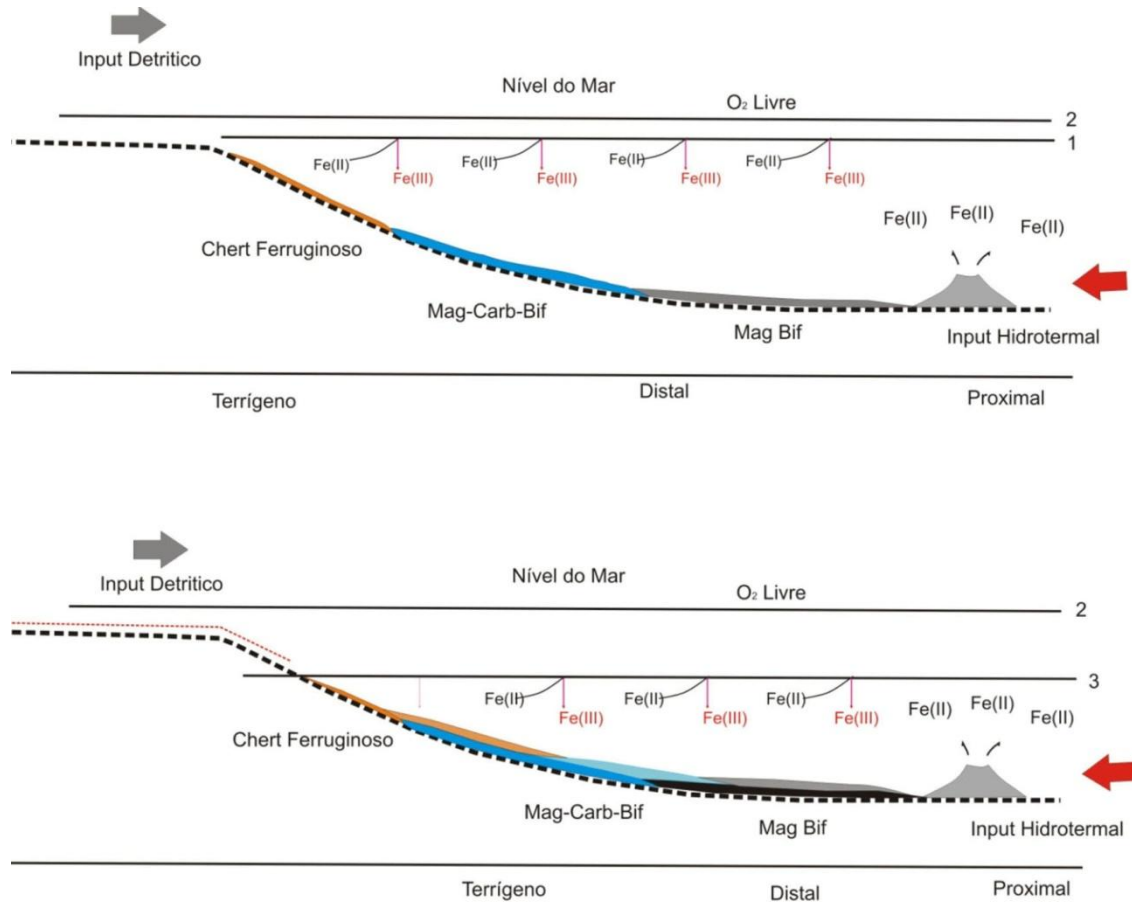
O acúmulo de ferro nos oceanos se tornou possível devido à existência de uma atmosfera redutora ou a um baixo potencial de oxidação (BEKKER et al., 2004), assim como a um fluxo hidrotermal rico em ferro (KUMP; SEYFRIED JR., 2005). Diferentes modelos têm sido propostos para explicar a oxidação de Fe^{+2} para Fe^{+3} e a sua posterior precipitação como oxihidróxidos férricos, que incluem a oxidação fotoquímica abiótica, reações inorgânicas, variação de temperatura na zona fótica nos oceanos e a produção de O_2 por bactérias fotossintéticas (BEUKES, 2004; FREI; POLAT, 2007; KONHAUSER et al., 2002; POSTH; HEGLER; KONHAUSER; KAPPLER, 2008). Contudo, é consenso que a deposição das BIFs tem sido relacionada à atividade hidrotermal submarina, o que é particularmente claro para aquelas do tipo Algoma, que apresentam associação litológica coerente com as fontes de origem vulcânica (e.g. GOODWIN; THODE; CHOU; KARKHANSIS, 1985).

As fontes hidrotermais submarinas, aparentemente, são produzidas por águas oceânicas que circulam através de lavas, soleiras, diques e sedimentos vulcanoclásticos. Estes fluidos são ricos em íons metálicos e sílica dissolvidos, que são rapidamente resfriados, em contato com a água fria do oceano, produzindo uma supersaturação destes componentes os quais são imediatamente precipitados como partículas coloidais e que, quando em ambiente plataformal, podem estar associados a carbonatos. (JAMES, 1954; PARR; YEATS; BINNS; 2003; LASCELLES, 2007).

Uma questão fundamental na formação dos BIFs diz respeito à distância em que o Ferro pode ser transportado em relação à sua fonte. Isto é conhecido como modelo de oceano estratificado (*stratified ocean model*), de Klein e Beukes (1989) que defendem que, no estado anóxico dos oceanos, o Ferro pode ser transportado e depositado distalmente a partir das fontes hidrotermais. Sempre que o fluxo hidrotermal for insuficiente para superar o estado redox oceânico, o Ferro é depositado próximo às fontes hidrotermais, geralmente como óxidos e/ou sulfetos. Neste modelo, as BIFs depositadas em lâmina d'água profunda são ricas em Ferro e estão associadas com rochas máficas e ultra-máficas e aquelas depositadas em lâmina d'água rasa são mais pobres em Ferro e estão associadas a rochas carbonáticas, siliciclásticas e chert (Figura 2).

O estudo da geoquímica de elementos traços e elementos terras raras (ETR) tem se mostrado uma ferramenta importante para a interpretação de processos geológicos, com o fim de inferir as condições de oxirredução para a precipitação das formações ferríferas (FFs) (LASCELLES, 2007).

Figura 2 – Distribuições de fácies e íntima relação com a fonte vulcanogênica e proximidade com a costa



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006; compilado de Parr et al., 2003; Bekker et al., 2004; e Klein, 2005. Nota: Observar progradação de fácies em função do nível do mar. 1, 2, 3: Nível no mar.

Nos ambientes marinhos modernos, os ETRs apresentam baixa solubilidade e mobilidade e, conseqüentemente, a composição da água do mar reflete o aporte destes elementos nos oceanos, resultando em concentrações heterogêneas. Bau e Dulski (1996a), Bolhar et al. (2004), Polat e Frei (2005) e Klein (2005) sintetizam as principais características da distribuição dos ETRs no ciclo sedimentar moderno da seguinte forma:

(1) A concentração de ETRs na água dos oceanos é extremamente baixa, medida, geralmente, em parte por trilhão ($1 \times 10^{-12} \text{g/g}$), de acordo com os dados de Fryer (1983). Apresentando as BIFs arqueanas enriquecimento geral dos ETRs de, aproximadamente, 3 vezes e as proterozóicas variando entre 5 e 50 vezes, para ambas as idades, os elementos terras raras leves (ETRLs) são enriquecidos em relação aos terras leves pesados (ETRPs). As BIFs arqueanas são caracterizadas por uma anomalia positiva de Európio (Eu), enquanto para as FFs proterozóicas, esta anomalia tende a desaparecer, sendo as anomalias positivas e

negativas de Cério (Ce) características. (KLEIN, 2005; ALEXANDER; BAU; ANDERSSON, 2009). (Figura 3).

(2) Os minerais autigênicos são bons indicadores do comportamento geoquímico da água responsável pela sedimentação, principalmente em relação à concentração dos elementos Ce e Eu;

(3) Os ETRPs formam complexos que permanecem livres na água do mar; por outro lado, os ETRLs entram na composição (por adsorção) de partículas sólidas e precipitam junto com os sedimentos marinhos.

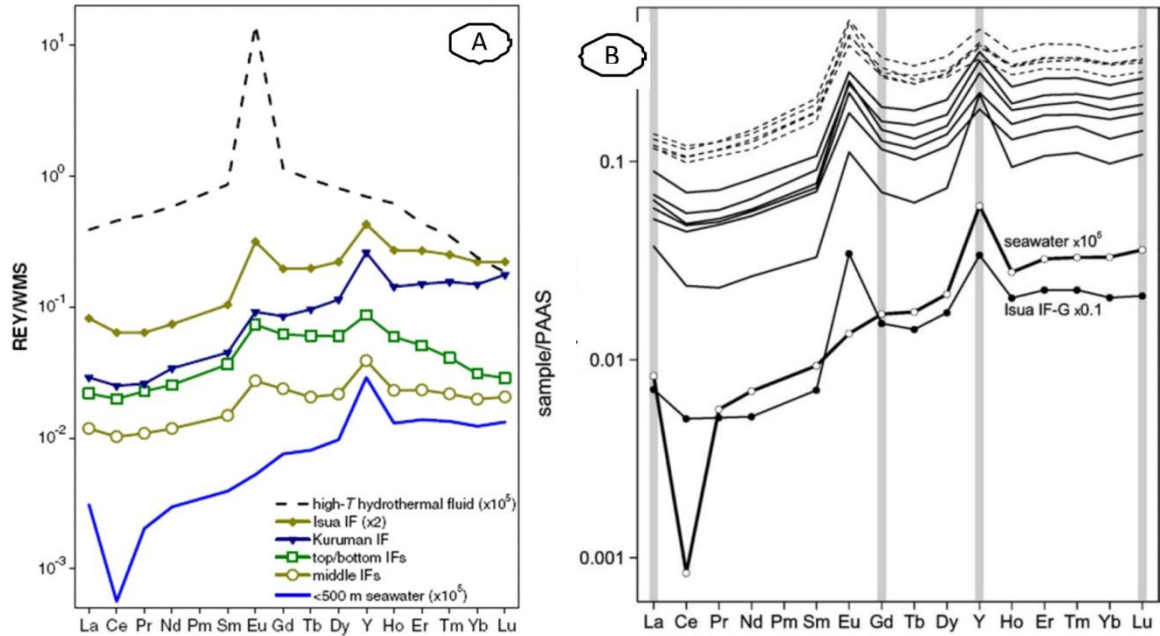
(4) Durante a deposição dos sedimentos, existe um aumento na concentração de REE – *rare earth elements* – com aumento da distância de fontes hidrotermais e a diminuição da anomalia de Eu.

(5) Nos oceanos modernos, o elemento Ce é oxidado para o estado de valência 4+, tornando-se insolúvel e sendo rapidamente incorporado aos sedimentos de fundo oceânico, principalmente em nódulos de Manganês (Mn);

(6) O elemento Eu ocorre normalmente em seu maior estado de oxidação (3+) e, aparentemente, não sofre mudanças no seu estado de valência durante o intemperismo e sedimentação. Por sua vez, a intensidade da anomalia de Eu, de acordo com Bau e Dulski (1996a), está relacionada com a temperatura dos fluidos hidrotermais (Figura 3). Temperaturas $>250^{\circ}\text{C}$ geram $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{CN}} = >1$, enquanto as temperaturas baixas ($<250^{\circ}\text{C}$) dariam origem a $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{CN}} = <1$. Anomalia de Ce ocorre em resposta à oxidação do Ce^{+3} para Ce^{+4} em águas oceânicas. Klein (2005), utilizando ETRs, propôs como fonte de Ferro e Sílica (Si) o *input* hidrotermal no fundo do oceano e, desde então, estes elementos são utilizados como ferramentas importantes na elucidação da fonte primária do Ferro nas principais formações ferríferas do mundo.

Ítrio (Y) e Hólmio (Ho) são elementos geoquímicos gêmeos e idênticos, com cargas iônicas e raios muito semelhantes. Geoquimicamente, o Ítrio é semelhante ao Hólmio, mas exibe propriedades diferentes em sistemas marinhos – Ho é eliminado nas partículas em suspensão duas vezes mais rápido do que Y (NOZAKI; ZHANG; AMAKAWA, 1997). Em formações ferríferas arqueanas e proterozóicas, a distribuição dos ETRs exibe uma típica anomalia de Y, característica de águas marinhas, cuja origem é apoiada pela razão Y/Ho (média Y/Ho = 43) (ALEXANDER et al., 2008).

Figura 3 – Distribuição média dos ETR das formações ferríferas: (A) de Mozaan, Isua e Kuruman bem como a distribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura e a média da composição de águas rasas no mar do Pacífico (<500 m); (B) de Isua bem como a distribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura na água do mar

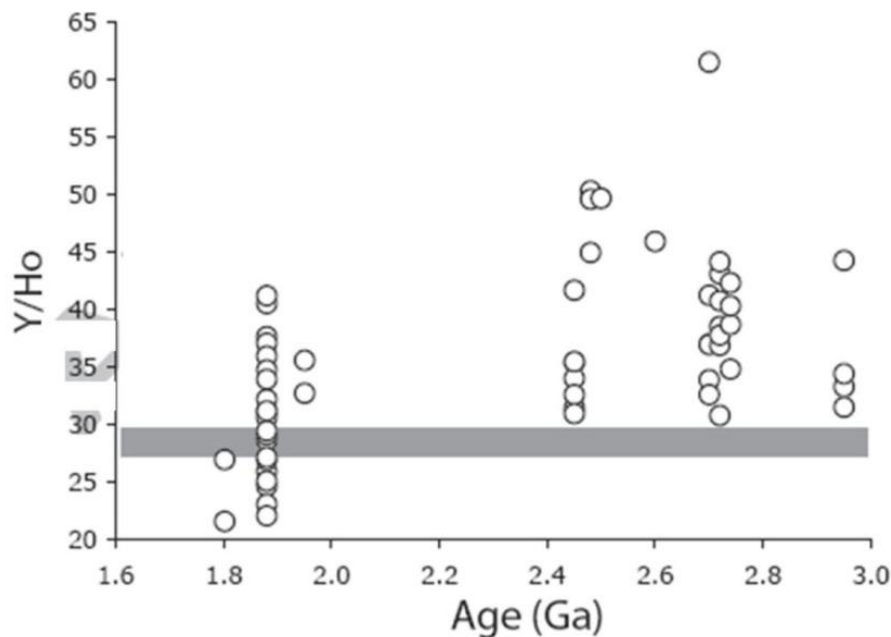


Fonte: (A) Alexander et al., 2008; (B) Alexander et al., 2009

Um processo importante que causa fracionamento desses elementos em meio aquoso é a complexação química, onde cátions altamente carregados e com potencial iônico alto formam partículas muito reativas as quais, por sua vez, hidrolisam facilmente, favorecendo uma baixa concentração destes elementos nas águas naturais. Em estudos geoquímicos de formações ferríferas, estes pares são comumente assumidos como exclusivamente ligados a componentes detríticos e, portanto, são muitas vezes utilizados como parâmetro de contaminação dos sedimentos químicos com relação à presença de detritos na bacia (BAU, 1993; BOLHAR et al., 2004; FREI; POLAT, 2007) onde valores acima da média do PAAS – *shale composite values* – (Figura 4), representam amostras mais enriquecidas em ETR + Y (PLANAVSKY; BEKKER; ROUXEL; KAMBER; HOFMANN; KNUDSEN; LYONS, 2010).

Isótopos de Neodímio (Nd) também têm sido usados para determinar a proveniência e a natureza das fontes relacionadas à geração de BIFs. Jacobsen e Pimentel-Klose (1988b) sugerem que Nd e Fe foram, quase exclusivamente, provenientes de um componente hidrotermal, não tendo contribuição significativa destes elementos a partir de insumos fluviais (detríticos terrígenos).

Figura 4 – Trend temporal das características dos ETR + Y em formações ferríferas



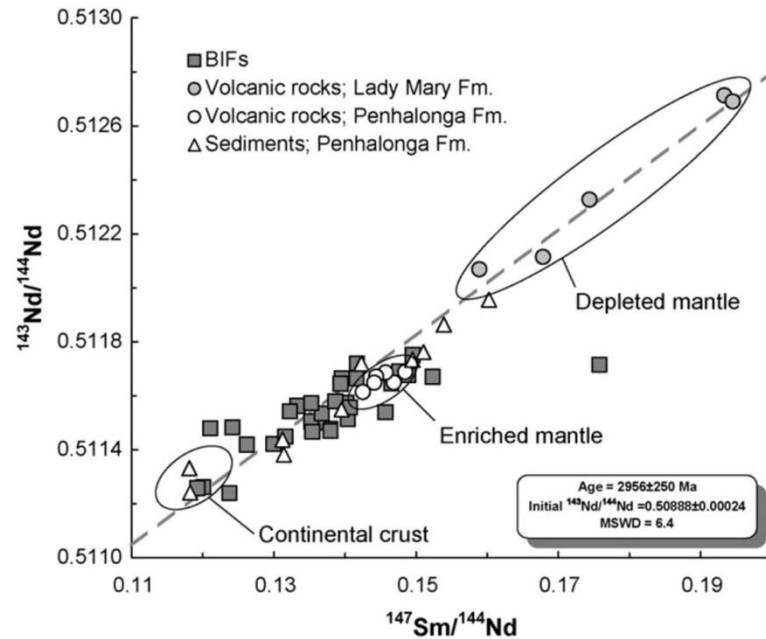
Fonte: Planavsky et al., 2010. Nota: A barra cinza indica a composição média do PAAS – *shale composite values*

Devido às razões de Sm-Nd serem, em sua grande maioria, preservadas nos processos tectonometamórficos, a utilização de isótopos de Nd se mostra uma ferramenta poderosa para a diferenciação de terrenos em áreas polimetamórficas (MILISENDA; LIEWA; HOFMANN; KÖHLER, 1994; DICKIN, 1998) e permite a determinação direta da idade de sedimentação de formações ferríferas (FREI; POLAT, 2007).

A utilização de isócronas Sm-Nd (Figura 5) permite definir a natureza da fonte das formações ferríferas, (HAMADE; KONHAUSER; RAISWELL; GOLDSMITH; MORRIS, 2003; FREI; POLAT, 2007; ALEXANDER et al., 2009; FREI et al. 2008), se crustal ou mantélica e, quando associada com elementos traços, permite uma associação de ambiente e gênese (FREI et al., 2008).

Atualmente, os sedimentos químicos que estão sendo depositados nas proximidades das cadeias meso-oceânicas (*e.g.* depósitos de Fe-Mn) refletem o empobrecimento relativo dos elementos Eu e Ce, ao longo do tempo. No entanto, do Arqueano ao Recente, o comportamento dos ETR e traços foi condicionado, principalmente, pela distância e/ou temperatura da fonte vulcanogênica, assim como por possíveis contribuições detríticas (Figura 6).

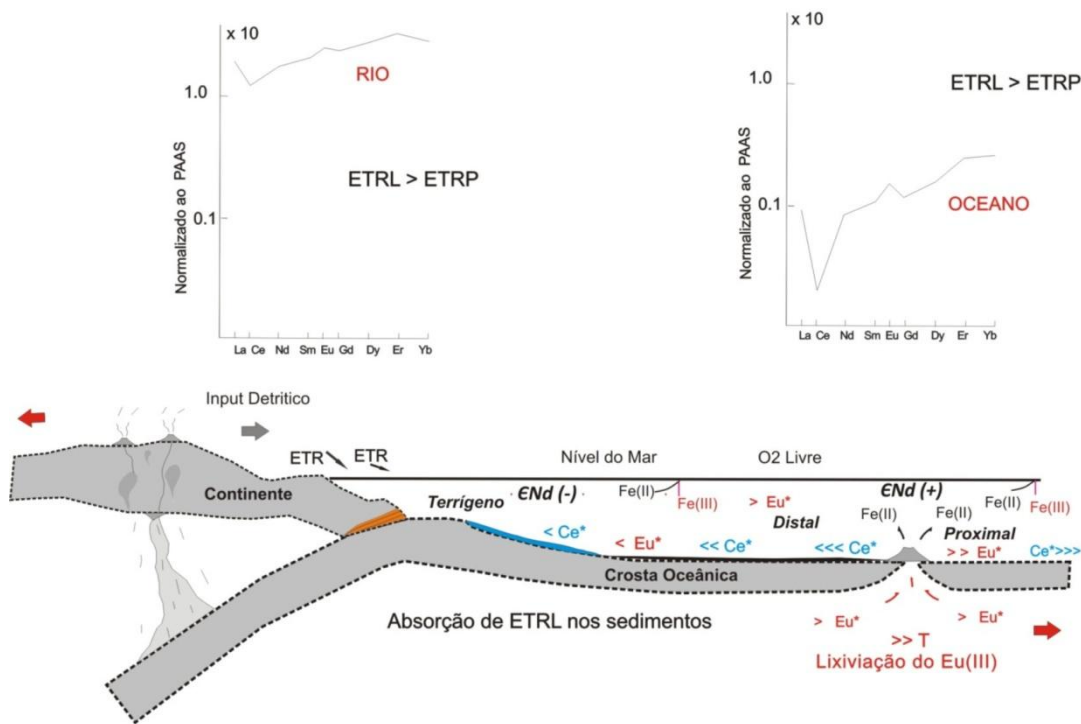
Figura 5 – Isócrona Sm-Nd com os dados de BIFs associadas a rochas vulcânicas no Tati Greenstone Belt, Botswana



Fonte: Døssing; Frei; Stendal; Mapeo, 2009.

Nota: A linha de correlação tem uma inclinação que corresponde a uma idade de 2956 ± 250 m.a (MSWD = 6,4) e define um valor inicial de εNd 0,51

Figura 6 – Distribuição dos ETRs no oceano e sua compartimentação tectônica



Legenda:

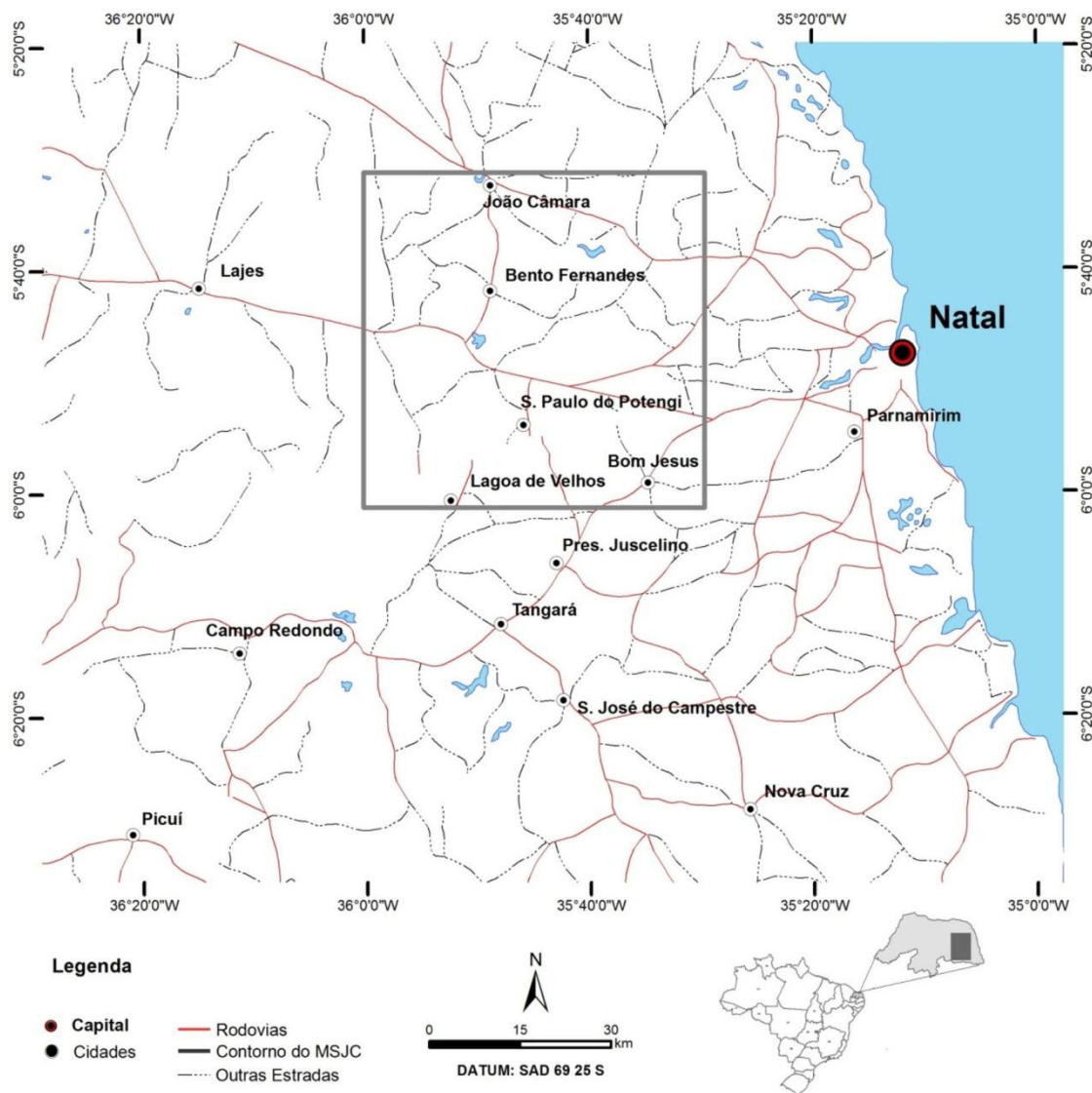
ERTL – Elementos Terras raras Leves ERTP – Elementos Terras Raras Pesados

Fonte: Modificado de Bau e Dulski, 1996a; Bekker et al., 2004; Frei; Polat, 2007; Alexander et al., 2009; Frei et al., 2008.

1.3 LOCALIZAÇÃO

A área estudada, que corresponde à Porção Norte do Maciço Arqueano São José do Campestre (MSJC) (folha João Câmara), está localizada no extremo nordeste do Brasil, limitada pela linha de costa do oceano Atlântico nos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. A área em apreço tem por coordenadas geográficas os meridianos $35^{\circ}59'18.363''\text{W}$ e $35^{\circ}30'4.359''\text{W}$ e os paralelos $5^{\circ}31'29.836''\text{S}$ e $6^{\circ}1'9.996''\text{S}$ (Figura 7). O acesso principal à porção norte da área é feito através da BR-226, que liga as cidades de Natal e São Paulo do Potengi. Além disso, a região é servida por diversas estradas estaduais interligando as pequenas cidades.

Figura 7 – Localização da área estudada (folha João Câmara) e seus principais acessos



2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

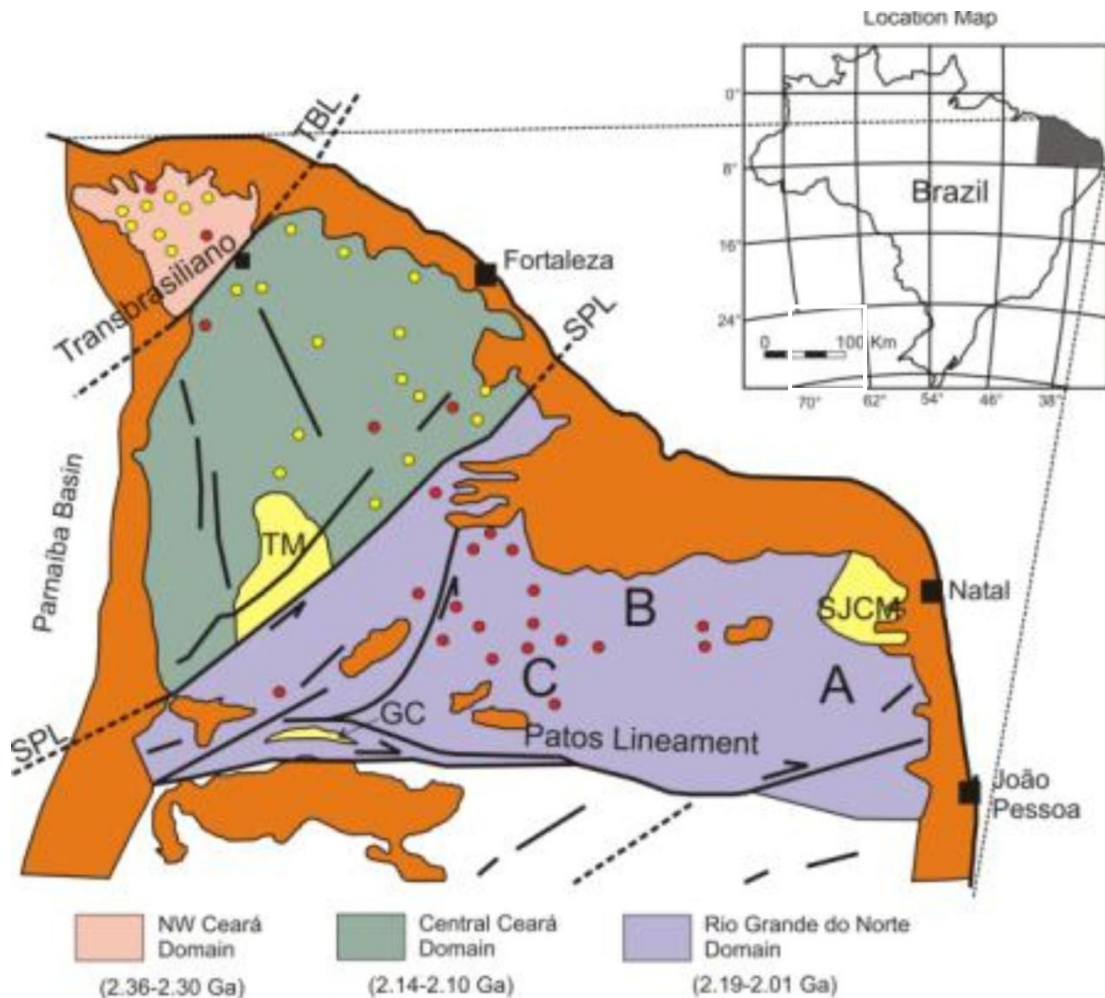
A área em estudo se encontra inserida no extremo nordeste da Província Estrutural Borborema (ALMEIDA; NEVES; FUCK, 1977; ALMEIDA; HASUI; NEVES; FUCK, 1981), uma unidade que corresponde à extensa faixa colisional pré-cambriana resultante da convergência dos Crátos Oeste África-São Luís, Amazônico e São Francisco-Congo, na consolidação do Oeste *Gondwana* (TROMPETTE, 1994; JARDIM DE SÁ, 1994; VAN SCHMUS; DANTAS; FETTER; BRITO NEVES; HACKSPACHER; BABINSK, 1995).

Interpretações sobre a evolução geodinâmica da Província Borborema sugerem acreção e amalgamento de diferentes terrenos tectono-estratigráficos no final da Orogênese Brasileiro-Pan Africana (600Ma), envolvendo blocos crustais, microcontinentes, arcos magmáticos antigos de menor expressão e sequências supracrustais recobertos por bacias sedimentares fanerozóicas e coberturas recentes (TROMPETTE, 1994; JARDIM DE SÁ, 1994; VAN SCHMUS; BRITO NEVES; HACKSPAHER; VAUCHEZ et al., 1995; BRITO NEVES; DOS SANTOS; VAN SCHMUS, 2000; DANTAS et al., 2004).

Os limites da Província Borborema são definidos: a Norte e a Leste, pelo Oceano Atlântico e pela Bacia Potiguar; a Oeste, pela Bacia do Parnaíba; e a Sul-Sudoeste, pelo Cráton São Francisco.

Modelos de subdivisão da Província Borborema em domínios ou terrenos tectono-estratigráficos, com base em suas histórias evolutivas, foram propostos por Brito Neves (1975; 1978), Trompette (1994), Jardim de Sá (1994) e Brito Neves et al. (2000), entre outros. Sem delongar este tema, o presente trabalho segue os modelos de subdivisão propostos por Brito Neves et al. (2000) e, neste contexto, a área de estudo se encontra inserida no Domínio Rio Grande do Norte, englobando os terrenos tectono-estratigráficos São José do Campestre (Figura 8).

Figura 8 – Localização da Província Borborema e do Maciço São José do Campestre (MSJC). TBL- Lineamento Transbrasiliiano, SPL- Lineamento Senador Pompeu, CG-Complexo Granjeiro, TM



Fonte: Fetter, Van Schmus, Santos, Neto, Henriarthaud, 2000

2.2 O DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

O Domínio Rio Grande do Norte foi definido como um complexo mosaico de terrenos tectono-estratigráficos localizado a norte do Lineamento Patos e a leste da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. Os modelos evolutivos para o Domínio Rio Grande do Norte propõem a colagem de pequenos fragmentos crustais, envolvendo núcleos arqueanos, blocos gnáissico-migmatíticos paleoproterozóicos e sequências supracrustais paleo e neoproterozóicas. Todo este conjunto foi afetado por inúmeras intrusões graníticas de idade brasileira, geralmente associadas a extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (JARDIM

DE SÁ, 1994; VAN SCHMUS et al., 1995; VAUCHEZ et al., 1995; DANTAS, 1997; BRITO NEVES et al., 2000).

Os grandes lineamentos estruturais são considerados como descontinuidades físicas que foram interpretadas como zonas de cisalhamentos intracontinentais em escala litosférica formadas durante processos colisionais relacionados ao evento brasileiro. O Lineamento Patos, de direção E–W, e as zonas de cisalhamento Senador Pompeu, João Câmara-Picuí e Portalegre, todas de direção NE–SW, apresentam cinemática essencialmente dextral, representando as principais descontinuidades crustais presentes no Domínio Rio Grande do Norte (JARDIM DE SÁ, 1994).

O Maciço São José do Campestre (MSJC) compreende um núcleo arqueano circundado por terrenos gnaiss migmatíticos paleoproterozóicos (DANTAS, 1997; DANTAS et al., 2004) (Figura 9). As rochas do MSJC correspondem a sucessões de ortognaisses e rochas supracrustais equilibradas em fácies anfibolito alto. Os ortognaisses possuem variados graus de migmatização, com afinidade geoquímica tonalito-trondjhemito-granodiorito (TTG) e composição peraluminosa a metaluminosa; as rochas supracrustais correspondem a gnaisses quartzo-feldspáticos, horizontes de metamáficas com granulação fina e, por vezes, com forte alteração hidrotermal, *sills* metagabronoríticos, formações ferríferas bandadas (Foto 1), metassedimentos clásticos, serpentinitos intercalados, gabros e basaltos de fundo oceânico (DANTAS et al., 2004).

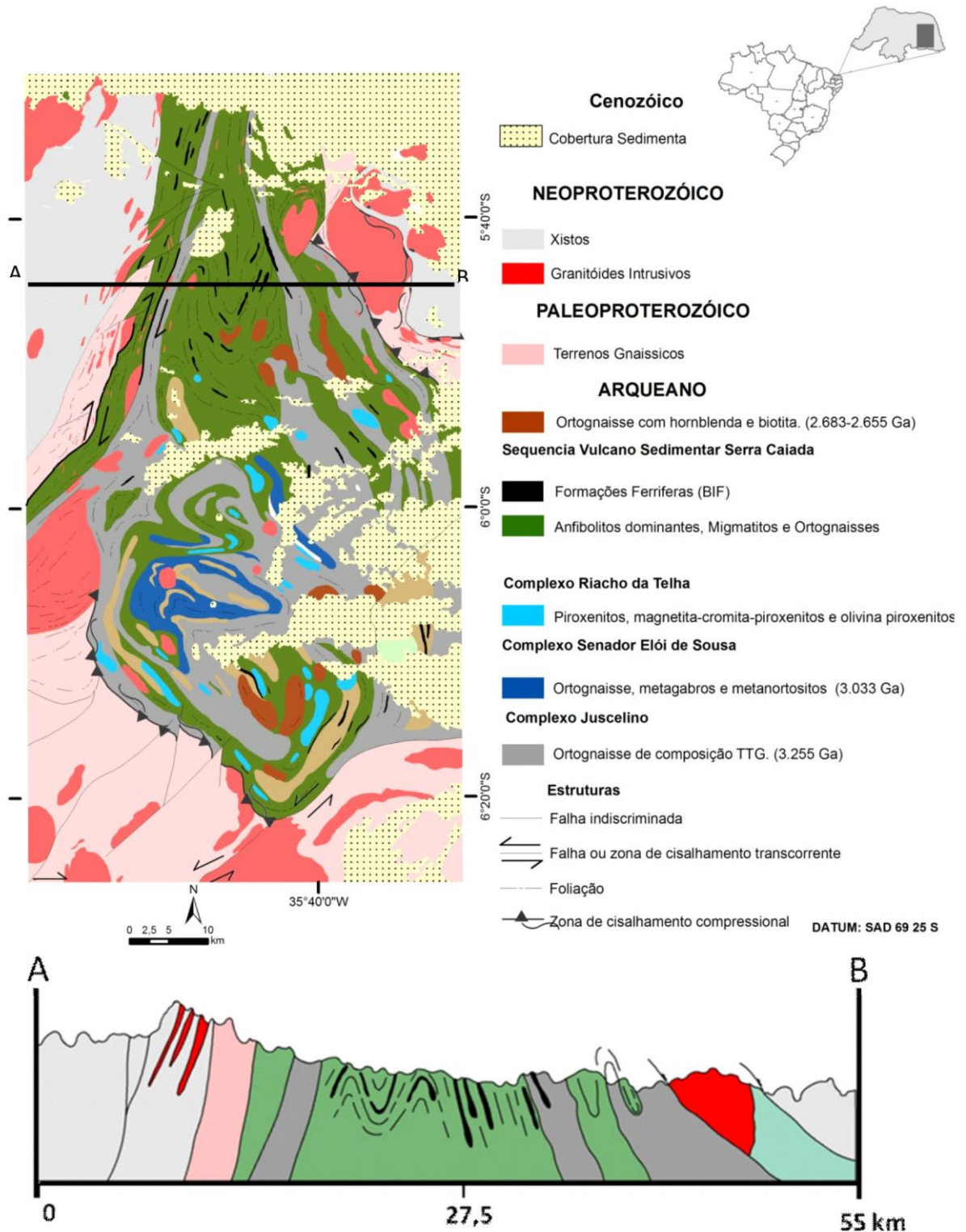
O MSJC é caracterizado por diferentes eventos de magmatismo e acreção crustal, envolvendo episódios de retrabalhamento crustal desde o Arqueano Inferior (3,45 Ga) ao Neoarqueano (2,69 Ga). Os diferentes episódios de magmatismo são representados: pelo Gnaiss Bom Jesus, com idade U-Pb de 3,45 Ga e idade modelo T_{DM} de 3,6 Ga; pelo Complexo Presidente Juscelino, com idade U-Pb em 3,25 Ga e T_{DM} de 3,40 Ga; e pela Suíte Intrusiva do Complexo Senador Elói de Souza, com idade U-Pb de 3,03Ga.

O evento magmático tardio é representado pelo Sienogranito São José do Campestre datado em 2,69 Ga, pelo método U-Pb em zircão.

Os terrenos paleoproterozóicos são representados por intensa granitogênese cálcio-alcalina caracterizando eventos de retrabalhamento de crosta juvenil amalgamados ao núcleo arqueano em torno de 2,0 Ga (DANTAS, 1997; DANTAS et al., 2004).

Uma história de evolução tectonotermal policíclica é sugerida para o MSJC e a hipótese de um evento metamórfico, em torno de 3,0 Ga, é dada por datações em leucossomas de migmatitos do Complexo Presidente Juscelino, enquanto que eventos de 2,0 Ga em fácies anfibolito são relacionados a uma segunda fase de migmatização na região.

Figura 9 – Mapa geológico do Maciço São José do Campestre (MSJC)



Fonte: modificado de Dantas et al., 2004. Nota: Notar Seção Geológica A–B na Folha João Câmara. Destacam-se no mapa as formações ferríferas como faixas alongadas de direção NW–SE e NE–SW associadas às rochas arqueanas da Sequência Vulcano-Sedimentar Serra Caiada

Foto 1 – (A) (B) (C) (D) e (E) Diversas formas de ocorrência de formação ferrífera bandada (BIFs)



O Ciclo Brasileiro (0,63-0,53 Ga) é responsável pela consolidação final do Maciço São José do Campestre, sendo marcado pelo desenvolvimento de extensos sistemas transcorrentes destrais de direção E–W e NE–SW, com metamorfismo regional em fácies

anfibolito alto e intenso retrometamorfismo em fácies xisto verde. Os granitóides brasileiros normalmente se encontram alojados nas zonas de cisalhamento brasileiras que limitam os blocos crustais, onde o final do Ciclo Brasileiro é caracterizado por desenvolvimento e reativação de sistemas transcorrentes NW–SE.

Nesse contexto, as formações ferríferas foco deste estudo ocorrem como faixas estreitas, muitas vezes lenticulares, alongadas na parte central deste maciço e estão associadas a anfibolitos e níveis de rochas máficas-ultramáficas. Sua melhor expressão ocorre nas proximidades da cidade de Bom Jesus, com afloramento contínuo de, aproximadamente, 3km de comprimento e 60m de espessura, mergulhando 30° para NE. Seu bandamento é bem definido, com níveis centimétricos intercalados de quartzo e óxido de ferro, com algum anfibólio associado. Esta unidade está hospedada nos complexos gnaiss-migmatíticos que perfazem a unidade de maior expressão territorial da área do MSJC e são datados em 3,2 Ga.

3 MÉTODOS

O trabalho de pesquisa se iniciou com o levantamento bibliográfico de toda a porção da Província Borborema, com ênfase nas rochas arqueanas do Maciço São José do Campestre (MSJC).

Após a coleta em campo, realizada em 2010, nas cartas João Câmara e São José do Campestre, as amostras foram serradas e laminadas no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). A coleta das amostras foi feita em raros afloramentos e em depósitos eluvionares alinhados ao longo de corpos de formações ferríferas. Ao final, as mais de vinte amostras coletadas da porção norte do maciço foram pré-selecionadas para posteriores análises químicas, isotópicas e confecção de lâminas petrográficas. A preparação das amostras foi realizada no laboratório de preparação de amostras do IG/UNB. Todas as amostras selecionadas (vinte, no total) foram britadas e moídas, seguindo rotina vigente no laboratório.

3.1 PETROGRAFIA

Foram confeccionadas dezenove lâminas delgadas e seis seções polidas utilizando-se amostras coletadas em afloramentos e depósitos coluvionares. O estudo foi realizado em um microscópio petrográfico acoplado a câmara fotográfica digital, no Laboratório de Mineralogia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O objetivo das descrições petrográficas, neste estudo, visou a compreensão e a identificação das assembleias mineralógicas das formações ferríferas coletadas.

3.2 ANÁLISE GEOQUÍMICA

Foram realizadas determinações de elementos maiores, traços e terras raras em dezenove amostras de formações ferríferas da Porção Norte do MSJC. As análises foram realizadas no Laboratório Acme (Canadá), onde a abundância total dos óxidos de elementos maiores e de vários elementos traços é determinada a partir da fusão de 0,2g de amostra com metaborato/tetraborato de lítio, digestão com ácido nítrico diluído e análise por ICP-OES. A perda ao fogo é dada pela diferença de peso após fusão a 1000°C. Metais preciosos e metais base foram determinados após digestão de 0,5g de amostra com Água Régia e posterior análise em ICP-MS. As abundâncias dos óxidos de elementos maiores foram obtidas por

fluorescência de raios X (XRF) após fusão da amostra com tetraborato de lítio. O software utilizado para a geração dos gráficos foi o Excel 2010.

3.3 ANÁLISE ISOTÓPICA DE SM-ND

As análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) e a metodologia aqui empregada segue os procedimentos definidos em Gioia e Pimentel (2000).

Foram analisadas quatorze amostras de formações ferríferas da Porção Norte do MSJC. Cerca de 50 mg de amostra pulverizada foram dissolvidas em ácido, em diferentes etapas. A amostra foi diluída e levada para colunas de cromatografia onde se fez a purificação e a separação química de Samário (Sm) e Neodímio (Nd). As razões isotópicas de Sm e Nd foram medidas em espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262. As idades TDM foram calculadas com base no modelo de DePaolo (1981), que leva em consideração a formação de crosta continental a partir de extração do manto. Assim, durante este processo geológico, ocorre fracionamento do sistema isotópico Sm-Nd, pois, durante a fusão mantélica, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do magma será similar à fonte e enriquecida em Sm, devido à maior incompatibilidade do Nd. A evolução no tempo geológico resulta em um acúmulo de isótopos radiogênicos no manto, e em razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas do que as observadas na crosta.

Definindo-se que a composição isotópica inicial Sm-Nd da Terra era similar aos demais corpos formados em 4,55 Ga, a linha evolutiva *Chondritic Uniform Reservoir* (CHUR) construída a partir de análises de meteoritos condriticos representa a evolução desta composição inicial do universo. A curva *Depleted Mantle* (DM), por sua vez, caracteriza a evolução do manto empobrecido em elementos terras raras leves, em algum momento da história geológica, devido à retirada de magma para a constituição de crosta.

A notação dos valores de $\epsilon\text{Nd}(0)$ se refere ao tempo presente e o cálculo é realizado com base nas análises de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atuais obtidas em laboratório. O parâmetro $\epsilon\text{Nd}(T)$ representa a composição isotópica da crosta formada no tempo T qualquer. Valores positivos de $\epsilon\text{Nd}(+)$ indicam fontes do manto empobrecidas em ETR leves, enquanto que $\epsilon\text{Nd}(-)$ negativos sugerem rochas provenientes de fusão crustal, com retrabalhamento de crosta continental antiga ou contaminação. A idade modelo T_{DM} resulta do intercepto da reta com a curva DM, e a idade modelo T_{CHUR} , com a curva CHUR. Esta reta indica o período em que o magma foi extraído do manto.

3.4 QUÍMICA MINERAL

A análise química mineral de seis amostras previamente preparadas foi realizada em microsonda eletrônica JEOL modelo JXA 8900RL, no Laboratório de Microscopia e Microanálise do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, sob as seguintes condições de operação: tensão 15 Kv, corrente 20 nA e diâmetro do feixe 1 μm . Foi analisada a composição química de piroxênio em FFs. Foram capturadas imagens, em microscópio eletrônico de varredura (MEV), de diversas texturas de rocha e hábitos de óxidos de ferro e piroxênios. Os diagramas geoquímicos foram elaborados no programa Minpet, Mineralogical and Petrological Data Processing System versão 2.02, de autoria de Linda R. Richard.

4 ARTIGO

Isótopos de Nd aplicados à datação direta de Formações Ferríferas Paleoarqueanas do Maciço São José do Campestre, Rio Grande do Norte – RN

Rios, C.V.¹; Dantas, E.L.²; Figueiredo, B.S.¹; Vieira, L.C.²

4.1 ABSTRACT

The occurrences of banded iron formations (BIFs) identified in the Northern Portion of the São José do Campestre Massif (SJCM), archean core (3.4 to 3.5 Ga) of the Rio Grande do Norte State are associated with rocks of the Serra Caiada volcano sequence. The chemical analysis of the major elements in twenty samples have relatively simple chemical composition, with SiO₂ and Fe₂O₃ representing more than 96% of its total composition. The texture varies from granoblastic, medium to fine grained, to microbanded. The quartz crystals are *subhedral to anhedral*, showing polygonal contacts, serrated or straight, with opaque **minerals** and/or cummingtonite-grunerite amphibole series. Normalized by the Chondrite, distribution pattern of the REEs suggests three distinct groups: the first includes BIF's with the sum of REE 8.36 and 26.02, also characterized by a gradual increase of the fractionation of the light REE. In this group six samples exhibit positive anomaly of europium ($Eu/Eu^* = 1.07$ and 1.55). The second group has a sum of REE vary widely, from 13.42 to 249.96, without positive europium anomalies ($Eu/Eu^* = 0.69$ to 0.97). The third group has a sum of REE varying from 61.9 to 454.94 with negative europium anomalies ($Eu/Eu^* = 0.29$ to 0.64). The iron formations have Y/Ho ratios between 25 and 40 and, values below 30 indicate a predominance of continental contribution to these rocks. The correlation Eu/Eu^* and Y/Ho^* indicate that for values of $Y/Ho^* > 30$, there are positive and negative anomalies of Eu. Correlation similar of the Pr/Pr^* and Eu/Eu^* diagram, where for values of $Pr/Pr^* > 1$, there are positive and negative anomalies of Eu/Eu^* . The correlation existent between Ce/Ce^* and Y/Ho is inversely proportional. Beukes and Klein (1990) used similar data of 3.8 Ga rocks

¹ Bolsista de Mestrado CNPq, Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, 70910-900 DF, Brasil

² Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário, Darcy Ribeiro, Brasília, 70910-900 DF, Brasil

from Isua IF, Greenland, for argued a depth variation in the depositional environment, where values of $Ce/Ce^* \ll 1$ and $Y/Ho > 30$ indicate less oxidizing environments and deep, while values of $Ce/Ce^* < 1$ and $Y/Ho < 30$ indicate more oxidized environments in shallower areas. The TDM model ages of the iron formations analyzed varies between 3.5 and 2.4 Ga, suggesting that different sources may be involved in the generation of these rocks. The ages of 3.7 Ga for samples of Group 1 can be interpreted as the time of deposition and the ϵNd values (3.7 Ga) +0.1 and +4.5 suggest a mantle source for these rocks. The samples of Group 2 and 3 are not cogenetic, where ages of 2.4 and 2.7 Ga, can be interpreted as events that caused isotopic disturbance in the system, or different times of formation of BIFs. Although there is a wide variation in the provenience ages of these rock sources, they are dominantly Archean and the iron formations of the northern portion of SJCM suggest a diverse hydrothermal input.

Keywords: Massif Archean; Geochemisry of Iron Formation; Iron Formation.

4.2 RESUMO

As ocorrências de formações ferríferas bandadas (BIFs) identificadas na Porção Norte do Núcleo Arqueano São José do Campestre 3,4-3,5 Ga (Estado do Rio Grande do Norte) estão associadas às rochas da Sequência Vulcano-Sedimentar Serra Caiada. As análises químicas de elementos maiores em dezenove amostras possuem composição química relativamente simples, com SiO_2 e Fe_2O_3 representando mais de 96% de sua composição total. A textura varia de granoblástica média/fina a microbandada. Os cristais de quartzo são subedrais a anedrais, mostrando contatos poligonais, serrilhados ou retos com opacos e/ou anfibólios da série *cummingtonitagrunerita*. Normalizado pelo condrito, o padrão de distribuição dos ETRs sugere três grupos distintos: o primeiro inclui BIFs com somatório de ETR (8,36 e 26,02), caracterizado também pelo aumento gradativo do fracionamento dos ETR leves, neste grupo; seis amostras analisadas exibem anomalia positiva de európio ($Eu/Eu^* = 1,07$ e $1,55$). O segundo grupo possui nove amostras e um somatório de ETR muito variado (13,42 a 249,96) sem anomalias positivas de európio ($Eu/Eu^* = 0,69$ a $0,97$). O terceiro grupo possui quatro amostras e um somatório de ETR (61,9 a 454,94) com anomalias negativas de európio ($Eu/Eu^* = 0,29$ a $0,64$). As formações ferríferas mostram razão Y/Ho entre 25 e 40 onde, valores abaixo de 30 indicam uma predominância de contribuição detrítica para estas rochas. A correlação Eu/Eu^* e Y/Ho^* mostra que, para valores de $Y/Ho^* > 30$, existem anomalias positivas e negativas de Eu e correlação semelhante no diagrama Pr/Pr^* e Eu/Eu^* , onde para

valores de $Pr/Pr^* >1$, ocorre anomalias positivas e negativas de Eu/Eu^* . A correlação existente entre Ce/Ce^* e Y/Ho é inversamente proporcional. Beukes e Klein (1990) utilizaram dados semelhantes em rochas de 3,8 Ga de idade de Isua IF, Groenlândia, para argumentar uma variação de profundidade no ambiente deposicional onde valores de $Ce/Ce^* \ll 1$ e $Y/Ho >30$ indicam ambientes menos oxidantes e profundos e valores de $Ce/Ce^* <1$ $Y/Ho <30$ indicam ambientes mais oxidados em zonas mais rasas. As idades modelo TDM das formações ferríferas analisadas varia entre 3,5 e 2,4 Ga, sugerindo que diferentes fontes podem estar envolvidas na geração destas rochas. As idades de 3,7 Ga para amostras do Grupo 1 podem ser interpretadas como a época de deposição e o valores de ϵNd (3,7 Ga) positivos sugerem um fonte mantélica para estas rochas. As demais amostras (Grupos 2 e 3) não são cogenéticas, onde idades de 2,4 e 2,7 Ga, podem ser interpretadas como eventos que causaram uma perturbação no sistema isotópico ou por épocas distintas de formação de BIFs. Embora exista esta grande variação na idade de proveniência das fontes destas rochas, elas são predominantemente arqueanas e, de fato, as formações ferríferas da porção norte do MSJC sugerem um *input* hidrotermal diversificado.

Palavras-chave: Núcleo arqueano; Geoquímica de formação ferrífera; Formação ferrífera.

4.3 INTRODUÇÃO

As formações ferríferas bandadas (BIFs) pré-cambrianas têm atraído o interesse de muitos pesquisadores no mundo inteiro, por serem estas rochas consideradas como provas de sedimentação química marinha no início da história da Terra, sendo fontes confiáveis para a determinação das características da água do mar no passado geológico e, também, a principal fonte econômica de minério de Ferro.

Diversos trabalhos discutem como os dados de isótopos de Nd e REE +Y podem contribuir para o entendimento da deposição e gênese de BIFs, principalmente em sequências arqueanas (JACOBSEN; PIMENTEL-KLOSE, 1988b; SHIMIZU; UMEMOTO; MASUDA; APPEL, 1990; ALEXANDER et al., 2008).

As formações ferríferas, foco deste estudo, ocorrem como faixas estreitas, muitas vezes lenticulares alongadas, na parte central do Maciço São José do Campestre (MSJC), e estão associadas a anfíbolitos e níveis de rochas máficas-ultramáficas. Esta unidade está hospedada nos complexos gnaiss-migmatíticos que perfazem a unidade de maior expressão territorial da área do maciço e são datados em 3,2 Ga.

O MSJC corresponde ao mais antigo fragmento de crosta continental existente na Plataforma Sul Americana e tem sido alvo de uma série de estudos, nos últimos dez anos, contudo, as ocorrências de FFs ali existentes ainda carecem de estudos petrográficos geoquímicos e isotópicos que permitam uma melhor compreensão de sua gênese.

Assim, os objetivos deste artigo são: (1) apresentar dados petrográficos, isotópicos e geoquímicos dos elementos maiores, menores, traços e terras raras dos BIFs do Maciço São José do Campestre (MSJC); e (2) propor um modelo sobre a origem e a natureza da fonte do material que formou estas rochas.

Os resultados deste artigo são importantes porque possibilitam definir a idade de deposição das BIFs do MSJC bem como os dados isotópicos e geoquímicos, servindo, também, como referência para futuros trabalhos de correlação com outros núcleos arqueanos no mundo.

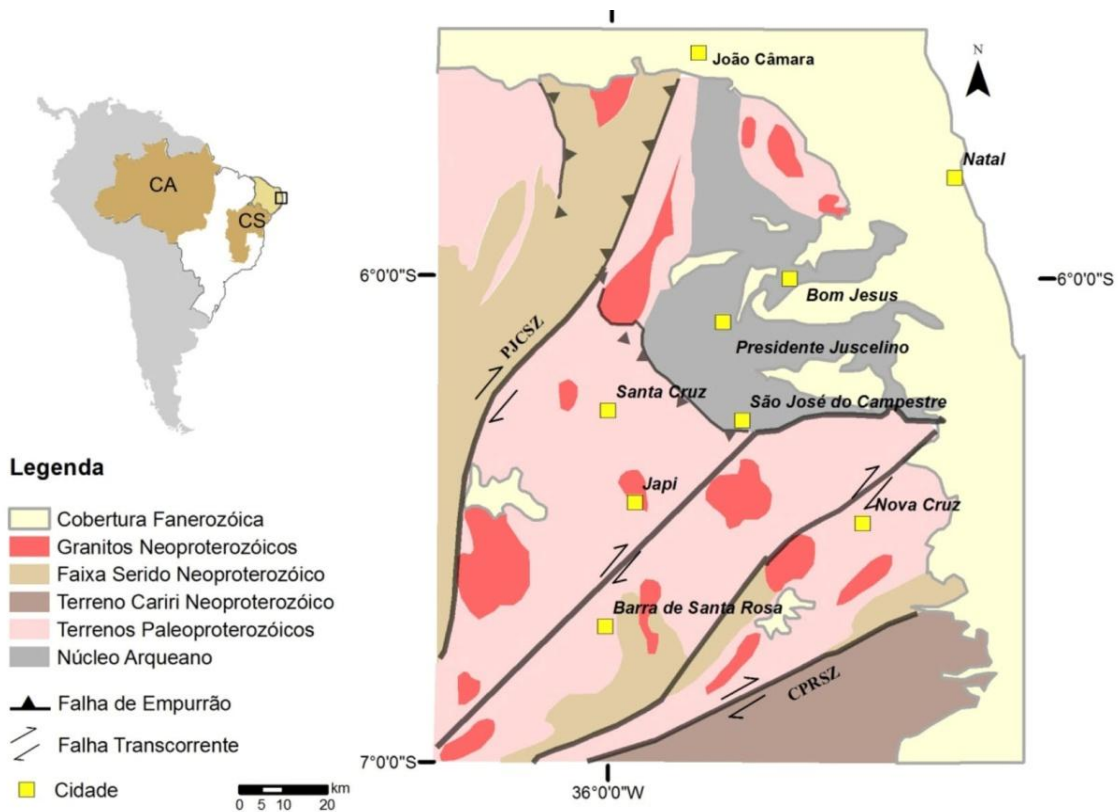
4.4 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

O Maciço São José do Campestre (MSJC) compreende um núcleo arqueano, circundado por terrenos gnaiss-migmatíticos paleoproterozóicos (DANTAS, 1997; DANTAS et al., 2004) (Figura 10) e suas rochas correspondem a uma sucessão de ortognaisses e rochas supracrustais equilibradas em fácies anfibolito alto. Os ortognaisses possuem variados graus de migmatização, com afinidade geoquímica tonalito-trondjhemito-granodiorito (TTG) e composição peraluminosa a metaluminosa: as rochas supracrustais, por sua vez, correspondem a gnaisses quartzo-feldspáticos, horizontes de metamáficas com granulação fina e, por vezes, com forte alteração hidrotermal, *sills* metagabronoríticos, formações ferríferas bandadas, metassedimentos clásticos, serpentinitos intercalados, gabros e basaltos de fundo oceânico (DANTAS et al., 2004).

O MSJC é caracterizado por diferentes eventos de magmatismo e acreção crustal no Arqueano, envolvendo episódios de retrabalhamento crustal desde o Arqueano Inferior (3,45 Ga) ao Neoarqueano (2,69 Ga) (DANTAS et al., 2004). Os diferentes episódios de magmatismo são representados pelo Gnaiss Bom Jesus, com idade U-Pb de 3,45 Ga e idade modelo T_{DM} de 3,60 Ga; o Complexo Presidente Juscelino, com idade U-Pb em 3,25 Ga, e T_{DM} de 3,40 Ga; e a Suíte Intrusiva do Complexo Senador Elói de Souza, com idade U-Pb de 3,03Ga. O evento magmático tardio é representado pelo Sienograno São José do Campestre datado em 2,69 Ga por U-Pb em zircão. Assumimos que os terrenos polideformados presentes no MSJC foram consolidados no Paleoproterozóico e amalgamados durante a Tectônica

Brasileira. As principais estruturas regionais são representadas por zonas de cisalhamento transcorrentes de caráter predominantemente destal, onde há o desenvolvimento de uma foliação subverticalizada associada a uma lineação de estiramento sub-horizontal, ambas de *trend* NE.

Figura 10 – Mapa geológico generalizado da porção leste do Domínio Rio Grande do Norte, mostrando a localização do Maciço São José do Campestre (MSJC)*



Legenda:

CRPSZ – Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos	PJCSZ – Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara
---	--

Fonte: Retirado de Dantas et al., 2004

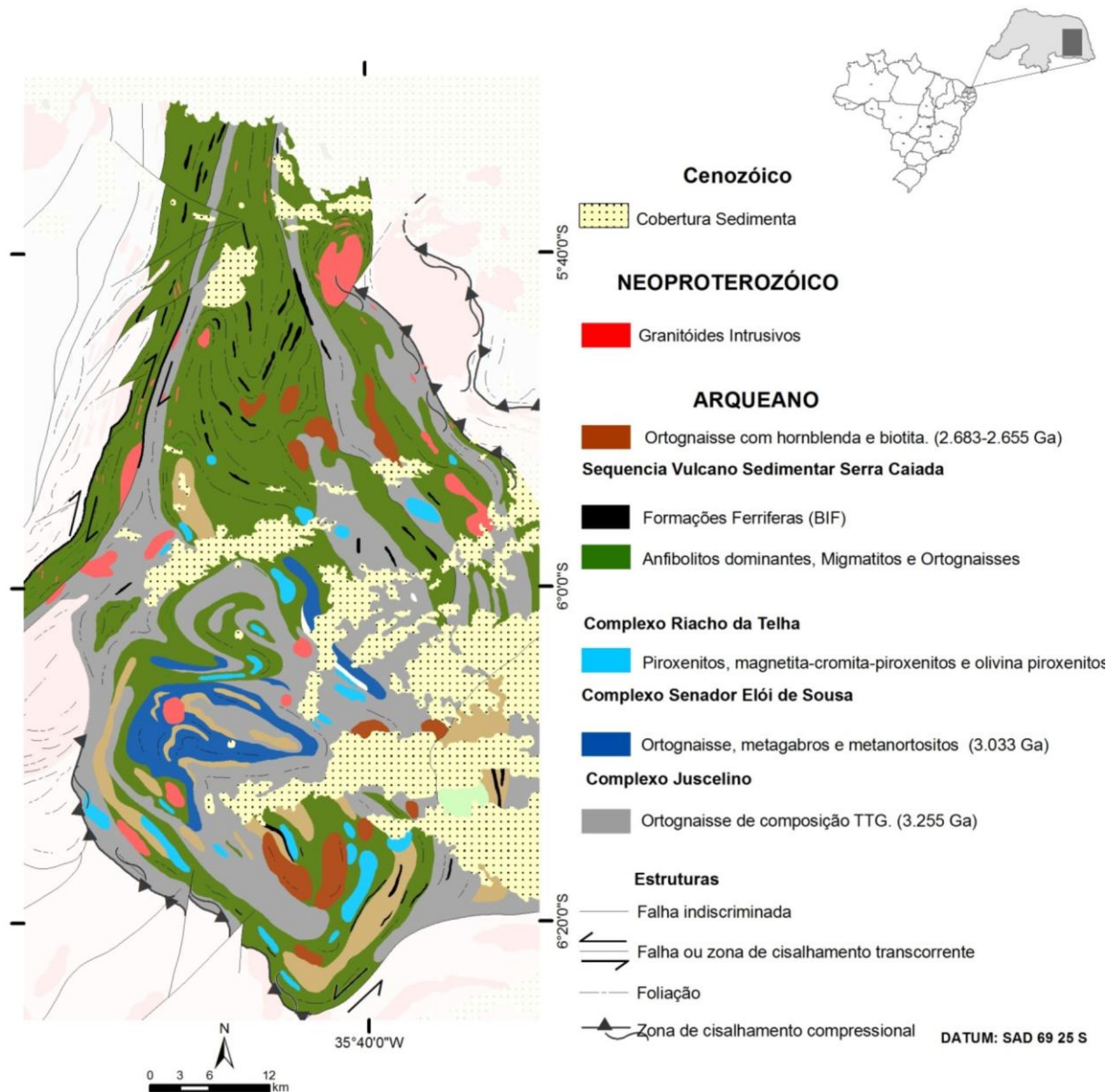
* em cinza escuro

A Sequência Vulcano-Sedimentar Serra Caiada (DANTAS et al., 2004) é constituída por rochas máficas, ultramáficas, formações ferríferas bandadas (BIF), rochas cálcio-silicáticas, metacalcários, metassedimentos aluminosos (sillimanita xistos) e gnaisses, ocorrendo como faixas estreitas e alongadas (Figura 11).

As formações ferríferas bandadas (BIFs) identificadas no MSJC ocorrem como faixas alongadas e descontínuas com uma geometria lenticular, estirada e submetida a intensa deformação e metamorfismo de alto grau (Foto 2). Esta unidade é reconhecida desde a região de João Câmara, na borda oeste do maciço, passando por São Paulo do Potengi, São José do

Campestre até as proximidades de Bom Jesus, na borda leste, acompanhando toda a forma dômica do maciço, e as supracrustais, a que ocorrem associadas, são expostas por uma extensão de mais de 200 km e largura variando entre 5-10 km.

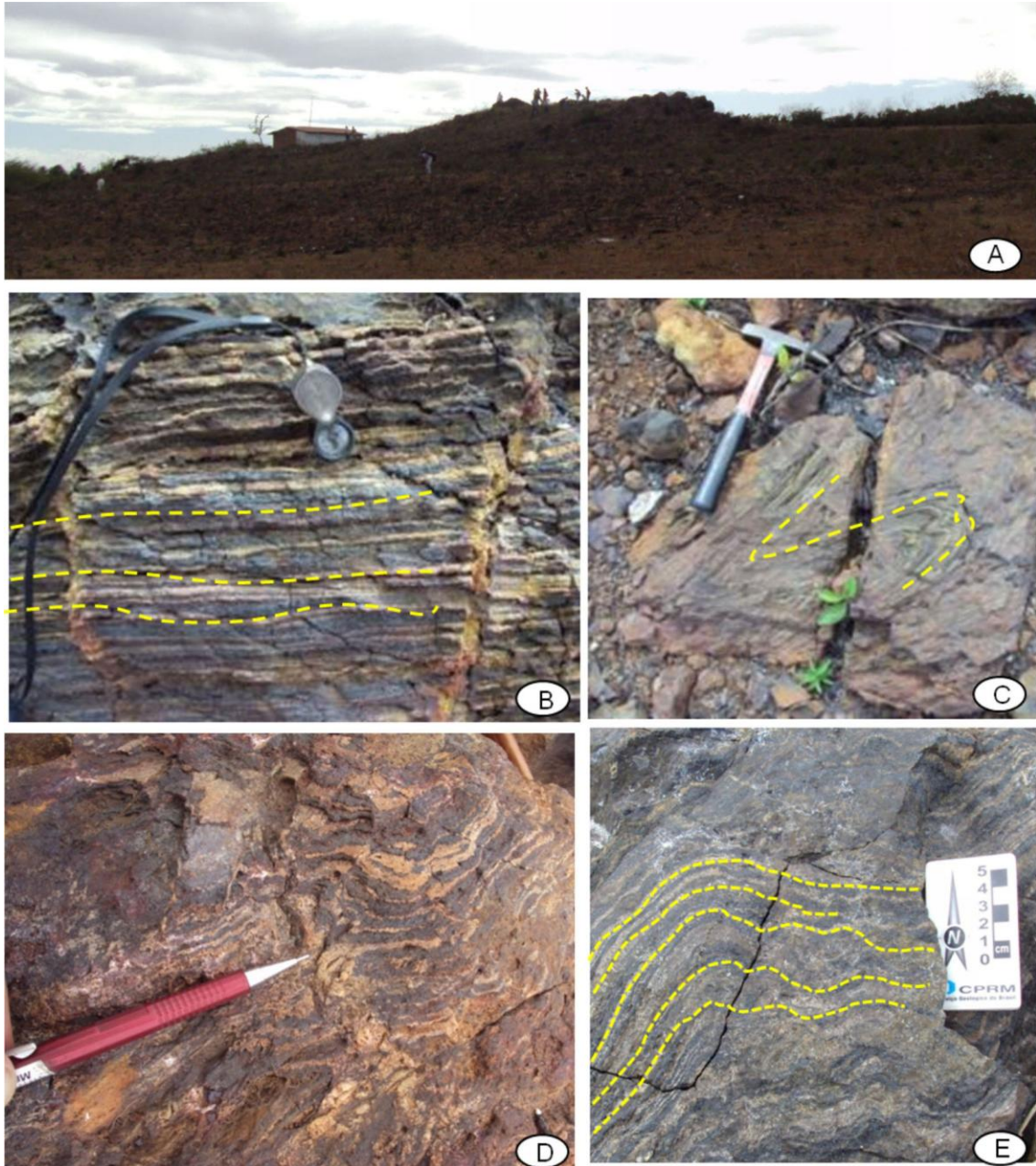
Figura 11 – Mapa geológico simplificado das rochas arqueanas do Maciço São José do Campestre (MSJC)



Fonte: modificado de Dantas et al., 2004

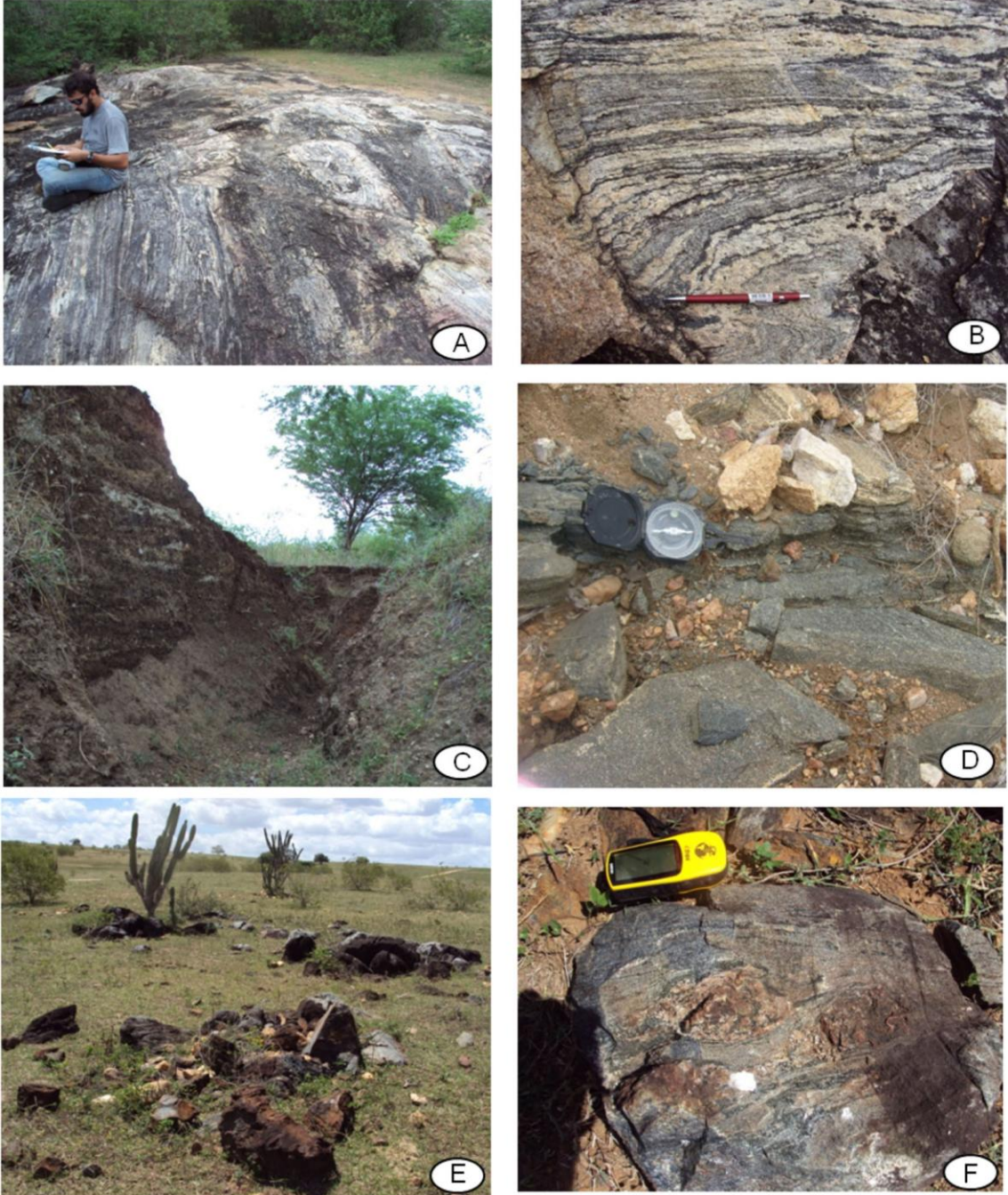
As ocorrências de Ferro na Porção Norte do MSJC se destacam na topografia local formando pequenos e alongados morrotes (Foto 2–A) na direção NNW–SSE cujos topos, geralmente, são sustentados por rocha *in situ* e pelas encostas contendo blocos e fragmentos angulosos resultantes de desagregação e intemperismo.

Foto 2 – (A) Ocorrência de ferro, localizada na Porção Central da Folha João Câmara, formando pequenos morrotes orientados NNW–SSE; (B) Detalhe da foliação/bandamento das formações ferríferas do Maciço São José do Campestre (MSJC); (C) Bandamento dobrado intercalando bandas de quartzo e bandas contendo minerais de ferro (óxidos e silicatos); (D) Bandamento com pequenas dobras e porções mais ricas em Quartzo; (E) Bandamento dobrado intercalando bandas claras e escuras



As encaixantes da Sequência Serra Caiada são ortognaisses (Foto 3–A) do complexo Presidente Juscelino, de natureza TTG e idade U-Pb em 3,25 Ga e T_{DM} de 3,40 Ga. É comum na área, a relação entre BIFs e rochas máficas, anfíbolitos (Foto 3–C, D) e ultramáficas – peridotitos e piroxenitos – (Foto 3–E, F) e, embora os contatos não sejam nítidos, sempre encontramos, lado a lado, as formações ferríferas e as rochas máficas *in situ*.

Foto 3 – (A) (B) Ortognaisse de natureza TTG do Complexo Presidente Juscelino; (C) Exposição de sequência anfibolítica em voçoroca; (D) Detalhe de anfibolito associado às formações ferríferas; (E) Blocos de rocha ultramáfica *in situ*; (F) Detalhe de rocha ultramáfica associado às formações ferríferas



A melhor exposição de formação ferrífera foi encontrada na localidade Bom Jesus onde se tem um afloramento contínuo de, aproximadamente, 3km de comprimento e 60m de espessura. As rochas encaixantes são ortognaisses bandados e anfibólito gnaiss da Sequência Serra Caiada, alinhados na direção NW–SE.

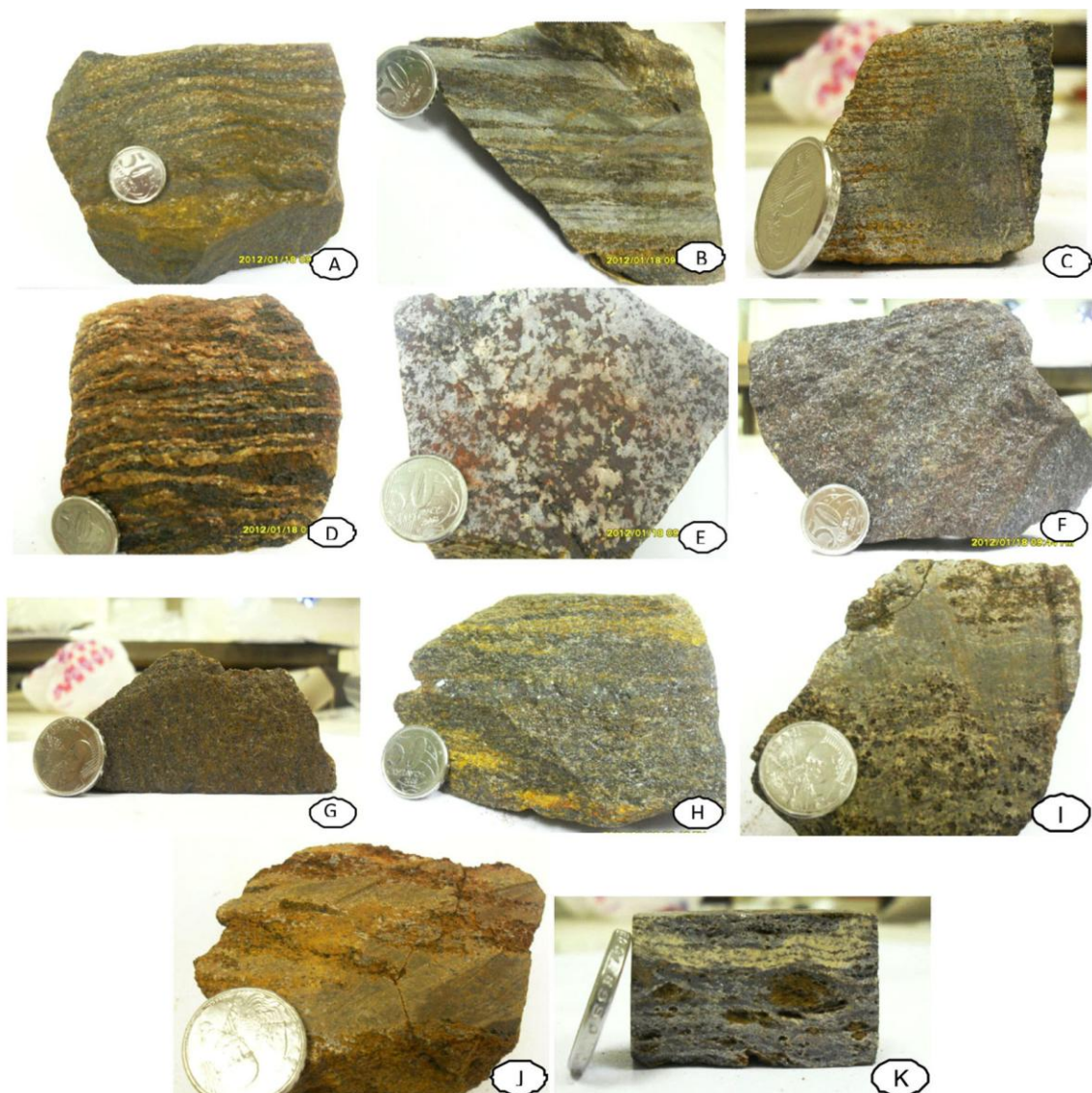
Nesse afloramento, as feições sedimentares primárias são preservadas e reconhecidas, mesmo com a superposição dos eventos metamórficos e deformacionais aos quais a rocha foi submetida. Estas rochas são enriquecidas em magnetita, apresentam bandamento milimétrico evidente e granulação média a grossa, exibindo monótona mineralogia, com bandas ricas em quartzo e opacos.

Em relação aos aspectos macroscópicos de campo, apresenta textura de meso a macrobandada, semicompacta (Foto 4–A, B, C, D), de espessura variável, com bandamento médio (0,2-0,4 cm) a grosso (0,5-1,0 cm). O contato entre estes níveis de quartzo e magnetita é predominantemente brusco e, por vezes, mais homogêneo e maciço (Foto 4–E, F, G, H), e podem ser interpretados como o bandamento primário destas rochas. Os conjuntos mineralógicos observados sugerem tratar-se de formações ferríferas da fácies silicato, exibindo monótona mineralogia com quartzo (45-63%) e opacos (24-38%).

Em locais onde se encontram submetidas a intensa deformação e dobramento, as rochas apresentam bandamento milimétrico evidente e granulação média a grossa. A expressão da deformação regional se dá na forma de dobramentos apertados. Em termos de mudanças mineralógicas, tem-se o aparecimento de anfibólio (9-15%) e piroxênio (3-5%) e uma forte orientação dos minerais, acompanhada de recristalização intensa de quartzo. Os grãos de magnetita são constituídos por agregados granulares podendo apresentar-se orientados, desde paralelos até oblíquos ao bandamento, de acordo com a posição estrutural em que se encontram, respectivamente, nos flancos ou em zonas axiais de dobras; as amostras apresentam textura predominantemente granoblástica; a orientação, quando existente, é marcada por grãos de magnetita/hematita, cristais alongados de quartzo e anfibólio, segundo a laminação/foliação. O anfibólio é da série grunerita-cummingtonita e hornblenda e os raros piroxênios são da série da hedenbergita-augita e possuem uma trama equigranular a inequigranular.

Em termos de processos que afetam as BIFs, destaca-se uma intensa silicificação, com aumento da quantidade de quartzo recristalizado por processos tectônicos, chegando a atingir até 65% de SiO₂ na rocha. As BIFs podem apresentar aspecto brechado e, muitas vezes, cortados por veios maciços, constituídos por cristais granulares de quartzo e/ou magnetita que podem ser atribuídos a processos hidrotermais.

Foto 4 – (A) Amostra BJ-31: Detalhe do aspecto bandado nas FFs do Maciço São José do Campestre, indicando mesobandas claras e escuras de quartzo e óxidos de ferro; (B) Amostra BCG044: bandas ricas em quartzo e magnetita; (C) Amostra BCG-058: anfibolítica com bandas ricas em quartzo, anfibólio e magnetita; (D) Amostra BJ-31: com bandas ricas em quartzo e magnetita; (E) Amostra TG-25: Distribuição homogênea de cristais de quartzo e magnetita; (F) Amostra BJ-26: Aspecto maciço e bandamento incipiente; (G) Amostra VI-18a: aspecto maciço e distribuição homogênea de quartzo e magnetita; (H) Amostra C173A: aspecto maciço e distribuição homogênea de quartzo e magnetita, bandamento incipiente; (I) Amostra A210B: Aspecto poroso e intensa silicificação; (J) Amostra BCG016B: Intensa porosidade e oxidação, preferencialmente nas bandas ricas em magnetita; (K) Amostra A208B: Intensa porosidade e silicificação



Feições de alteração supergênica são evidenciadas na forma de intensa porosidade e preenchimento de fases secundárias como goethita (Foto 4-J, K), resultante, principalmente, da alteração de cristais de magnetita e anfibólios. Este processo é caracterizado em superfície

pela formação de canga e reconhecido pelo desenvolvimento de quartzo microcristalino – calcedônia – (Foto 4–I), que se desenvolve, principalmente, nas bandas ricas em magnetita onde os cristais são transformados em hematita e goethita. A presença de anfibólio parcialmente oxidado e transformado em goethita também é comum em algumas amostras. Descontinuidades tardias no bandamento estão geralmente associadas à presença de fraturas preenchidas por veios ricos em quartzo e óxidos de ferro.

4.5 PETROGRAFIA

Um estudo sistemático petrográfico foi desenvolvido, considerando as feições e processos determinados anteriormente, tendo sido feitas análises de vinte lâminas delgadas e cinco seções polidas, em exposições mais preservadas de afloramentos.

Em escala microscópica, as amostras apresentam textura predominantemente granoblástica, com contato entre grãos variando entre interlobado a poligonal e, por vezes, evidenciando o microbandamento entre quartzo e magnetita (Fotomicrografia 1–A, B, C, D).

O quartzo representa, em média, 50% da mineralogia. Os cristais maiores que formam o bandamento variam entre subédricos e anédricos com, em média, 40mm de diâmetro, e podem exibir extinção ondulante. A atuação de processos deformacionais e metamórficos no quartzo é evidenciada pelo intenso estiramento e recristalização dinâmica.

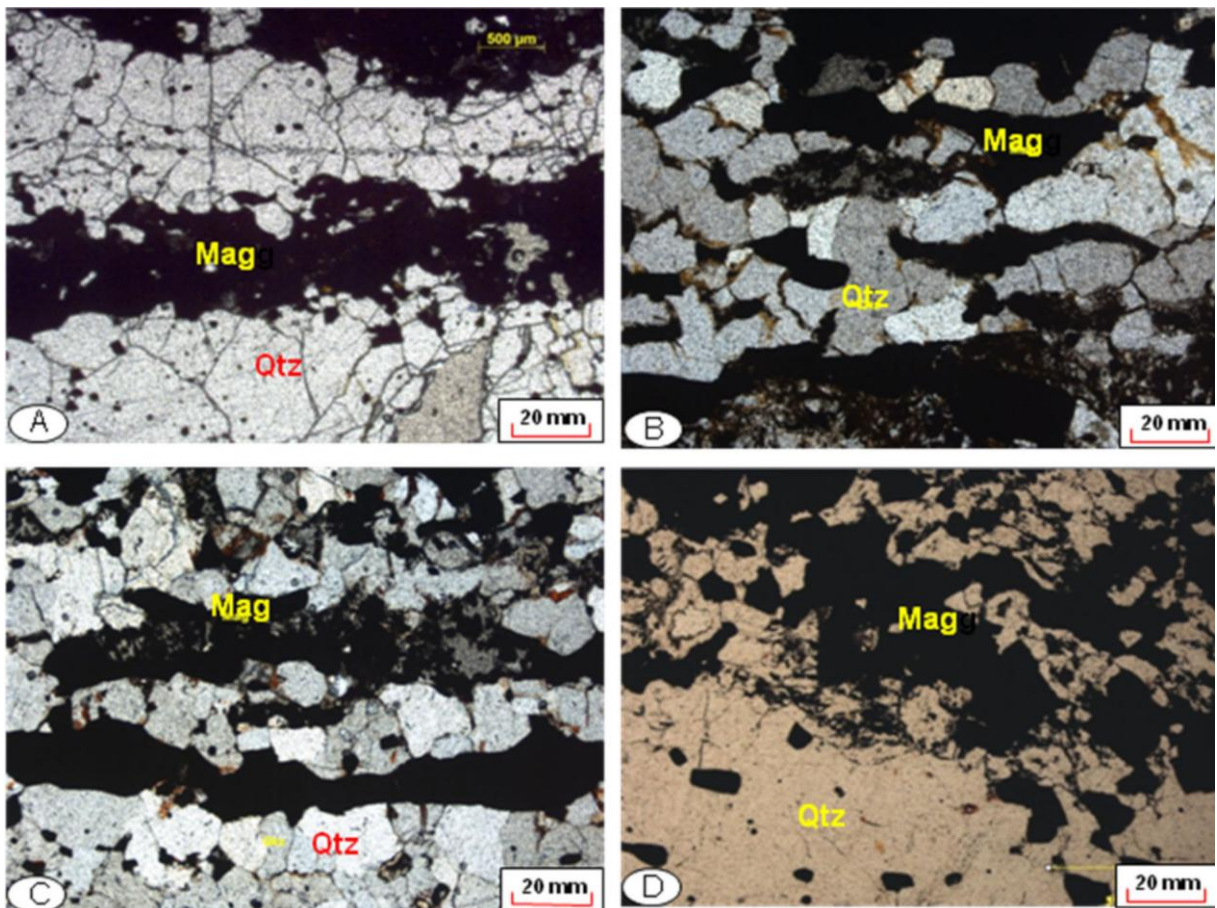
O principal óxido de ferro é a magnetita, que se encontra em diversos estados de oxidação como hematita em magnetita (Fotomicrografias 2–A, B, C, D, E, F). Os cristais de magnetita são subédricos com 100mm de diâmetro em média e ocorrem em agregados que tendem a formar porções maciças e homogêneas ao longo do bandamento, chegando a formar bandas muito ricas de até 35% na rocha.

A magnetita pode ser totalmente preservada e parcialmente (Fotomicrografia 2–A) ou completamente martitizada. Os núcleos de magnetita ocorrem como cristais pseudomorfos em cujo início do processo se formam diminutas lamelas de hematitas (Fotomicrografia 2–B). Com a intensificação da martitização, as lamelas se tornam mais espessas na borda dos cristais substituídos, permanecendo, nas partes mais internas, vestígios de magnetita. Nos casos extremos, não se observam mais restos de magnetita. Em alguns cristais, é possível observar uma textura “em treliça”. A martitização pode se dar ao longo dos planos de clivagem da magnetita e/ou, por vezes, no contato entre cristais de magnetita e

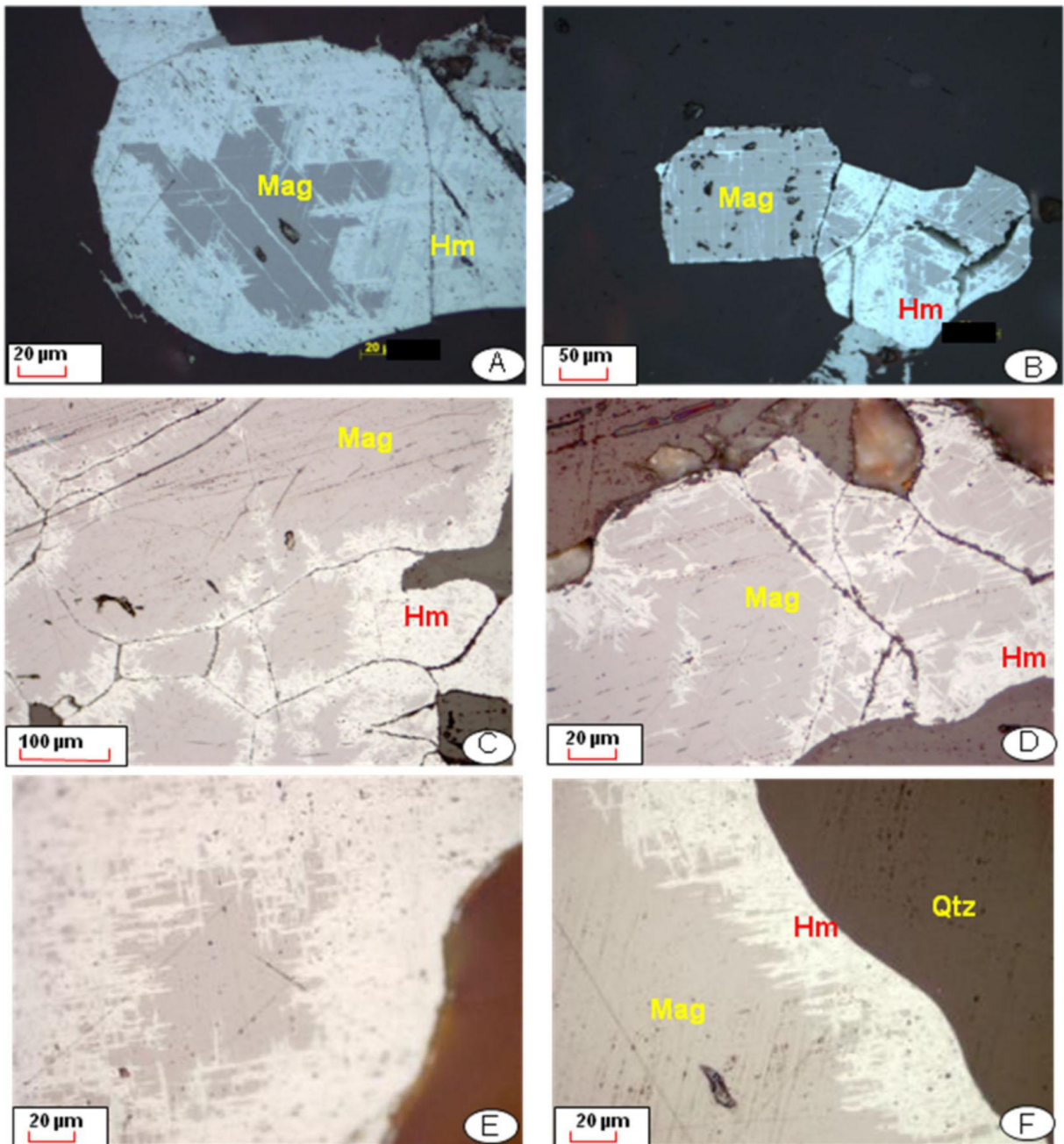
quartzo ou anfibólio (Fotomicrografia 2–F). A dissolução de fases intermediárias formadas durante a martitização resulta em uma rocha altamente porosa.

Os principais minerais metamórficos presentes nas formações ferríferas estudadas são anfibólio e piroxênio. Em lâmina, o anfibólio ocorre junto com a magnetita formando a foliação principal da rocha (Fotomicrografias 3–B, C). Os anfibólios, via de regra, ocorrem como cristais geminados, apresentam coloração marrom a esverdeada, forma lamelar e clivagem bem desenvolvida em uma direção; podem ser classificados como da série *cummingtonita-grunerita* e, por vezes, Hornblenda (Fotomicrografia 3–A); e indicam grau médio de metamorfismo. A reação típica existente para este processo é dada pela equação: $-7\text{Fe}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \rightarrow 3\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$ (Minnesotaita = Grunerita + Quartzo + Água (BEUKES; KLEIN, 1990).

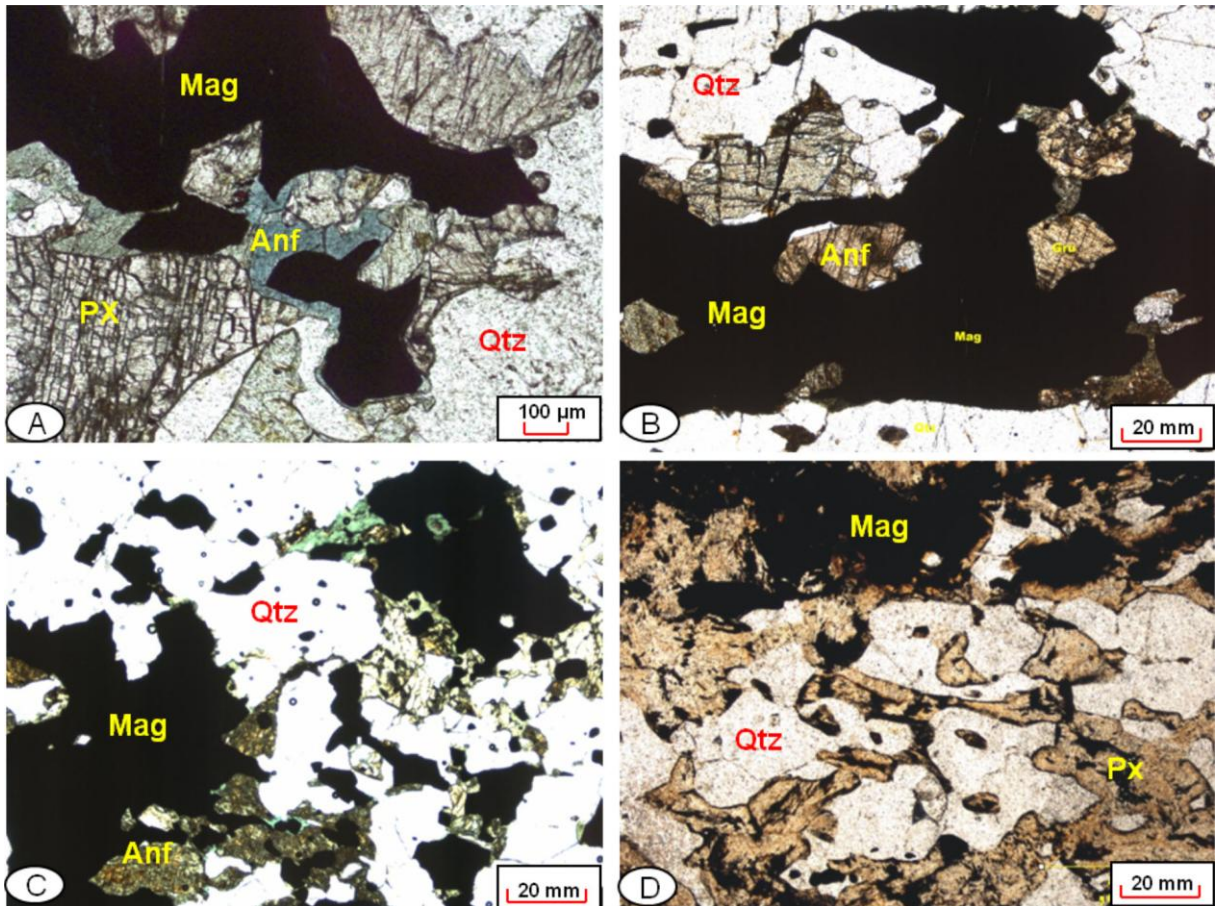
Fotomicrografia 1 – (A) Amostra BGC–16a: Bandamento composicional das BIFs em lâmina delgada em LP evidenciando grãos de quartzo e níveis contendo cristais de magnetita em resposta ao intenso processo de deformação em NC cruzados; (B) (C) Amostra BCG–016B: Detalhe de porções ricas em óxidos, contendo magnetita alongada (Mag) em contato com quartzo (Qtz) em LP; (D) Amostra BJ–26: Detalhe de magnetita (Mag) euédrica inclusa em cristais de Quartzo (Qtz), em LP



Fotomicrografia 2 – (A) Amostra BCG–016: Texturas típicas da martitização nos BIFs do Maciço São José do Campestre (MSJC): formação de lamelas de hematita resultando em padrão treliça ocorrendo, igualmente, porosidade resultante de dissolução de fases intermediárias no processo substituição/martitização hematita martítica; (B) Amostra BCG–016B: Cristais isotrópicos de magnetita e avançado processo de martitização; (C) Amostra BCG–058: Processo de martitização iniciando a partir dos planos de fratura em cristais de magnetita; (D) Amostra BCG–058: Processo de martitização e textura em padrão treliça; (E) Amostra BJ–31: Processo de martitização e textura em padrão treliça com núcleo de magnetita preservado; (F) Amostra BCG044: Processo de martitização no contato entre os cristais de quartzo e Magnetita

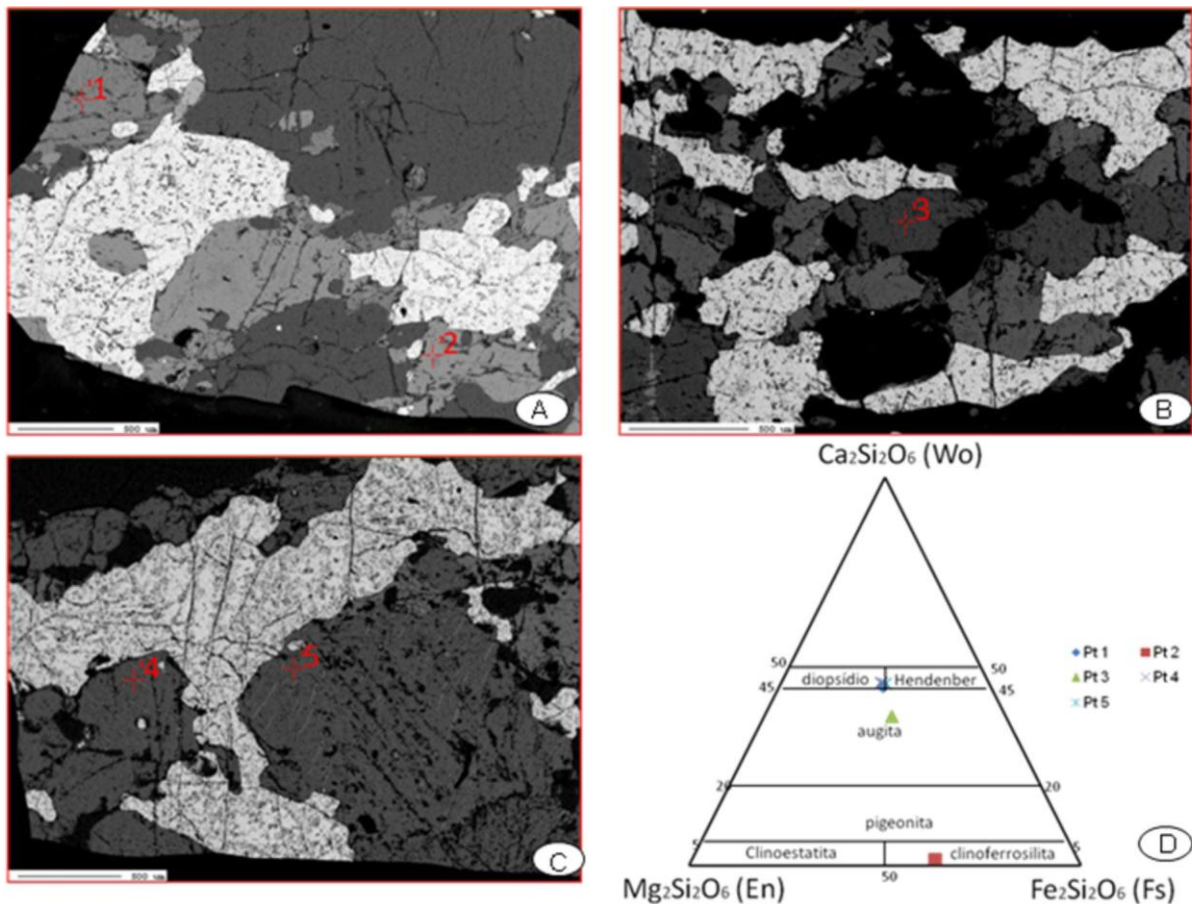


Fotomicrografia 3 – (A) Amostra BCG058: Imagem em LP, detalhe de grãos de anfíbólio ferrífero (anf) em contato com cristais de magnetita (Mag) e íntima relação com cristais de piroxênio (px) apresentando textura granoblástica; (B) Amostra BCG058: Imagem em LP de cristais de anfíbólio (anf) incluído em cristais de magnetita (Mag); (C) Amostra GT-14: Magnetita (Mag) em contato com anfibólios ferríferos (anf) apresentando textura granoblástica; (D) Amostra BJ-31: Piroxênios mostrando grau avançado de alteração para oxi-hidróxidos de ferro em LP



Contudo, algumas amostras estudadas de BIFs possuem evidências de condições de mais alto grau metamórfico e são caracterizadas, essencialmente, por paragêneses anidras onde predominam quantidades variadas de clinopiroxênios da série Hedenbergita e ortopiroxênio da série Ferrosilita (Fotomicrografia 4–A, B, C), conforme determinado pelas análises de química mineral realizadas (Fotomicrografia 4–D).

Fotomicrografia 4 – (A) (B) (C) Pontos das análises na microsonda; (D) Amostra BCG058: Diagrama da variação composicional em piroxênios encontrados: Wo ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), En ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) e Fs ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$)



Na Tabela 1, são apresentadas as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em seis oxigênios e quatro cátions, bem como as porcentagens de Wollastonita (Wo), Enstatita (En) e Ferrossilita (Fs). Os valores de Fe^{+3} foram calculados por balanço de carga a partir do programa Minpet 2.02 de Richard (1995).

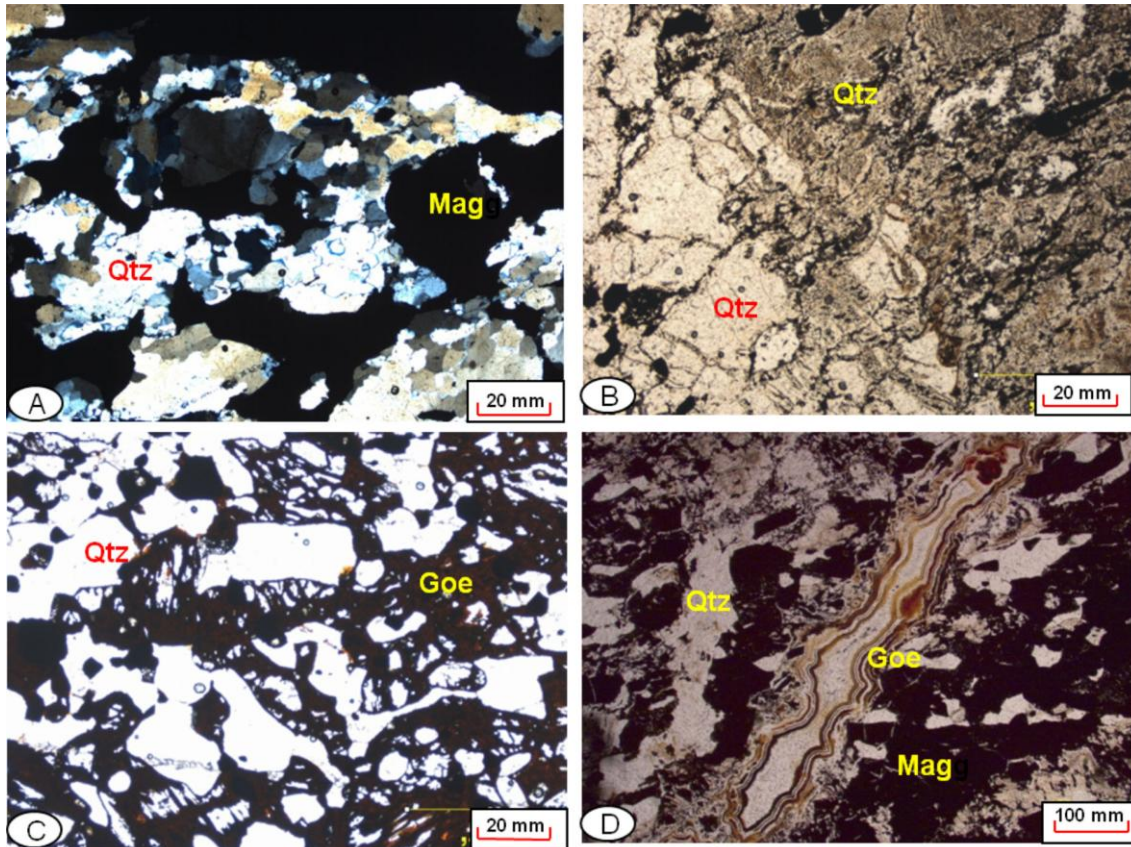
Desta maneira, podemos concluir que parte das rochas estudadas foram submetidas a condições de fácies anfíbolito a granulito, conforme a reação: $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 \rightarrow 7\text{FeSiO}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (grunerita \rightarrow ortopiroxênio + quartzo) (BEUKES; KLEIN, 1990). Nestas rochas, a goethita é um mineral supergênico e ocorre como resultado da substituição tanto de magnetita como de hematita e anfibólio. Constitui uma massa criptocristalina ocupando espaços vazios na rocha (poros, fraturas e feições de dissolução), substituindo a magnetita e a hematita martítica pseudomórfica, uma substituição que se dá, principalmente, nas bordas e fraturas, mas, também, nos planos de clivagens de magnetita. A Goethita (Fotomicrografias 5–C, D) se desenvolve como fase secundária, preenchendo espaços vazios

e dando aspecto poroso à rocha. Na amostra CT-244, ocorrem venulações de quartzo microcristalino (Fotomicrografias 5-A, B) sugerindo um intenso processo de silicificação.

Tabela 1 – Composição química, em % de peso, dos piroxênios ricos da amostra BCG058. Fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio (Dio – Diopsídio; Ferr – Ferrosilita; Aug – Augita)

Ponto	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,53	49,71	50,60	51,73	48,86
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,98	0,44	0,98	1,00	0,92
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
FeO	16,75	35,94	19,88	15,67	16,59
MnO	0,85	1,08	0,61	0,47	0,51
MgO	8,91	11,53	9,25	8,95	8,22
CaO	20,88	0,68	17,08	21,49	20,29
Na ₂ O	0,51	0,05	0,50	0,51	0,39
K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02
BaO	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,41	99,46	98,90	99,98	95,84
Si	1,98	2,00	1,98	1,99	1,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,04	0,02	0,05	0,05	0,04
Fe ⁺³	0,03	0,00	0,02	0,01	0,04
Cr ⁺³	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,51	1,21	0,63	0,50	0,52
Mn	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02
Mg	0,51	0,69	0,54	0,51	0,50
Ca	0,86	0,03	0,72	0,89	0,88
Na	0,04	0,00	0,04	0,04	0,03
Total	4,00	3,99	4,00	4,01	4,00
Wo	45,79	1,51	38,02	46,69	0,00
En	27,17	35,83	28,63	27,04	0,00
Fs	27,04	62,66	33,35	26,26	100,00
Nome	Dio	Ferr	Aug	Dio	Dio

Fotomicrografia 5 – (A) Amostra TG–25: Detalhe em NC de quartzo microcristalino apresentando extinção ondulante, textura granoblástica; (B) Amostra A210–B: Imagens em LP de preenchimento de espaços vazios por quartzo microcristalino; (C) Amostra BJ–31: Imagem em LP de cristais de anfibólio parcialmente alterados para óxido de ferro (goe); (D) Amostra CT–244: Imagem em LP de fase secundária de goethita (Goe) preenchendo cavidades e envolvendo cristais de magnetita (Mag)



4.6 GEOQUÍMICA

A Figura 12 representa o núcleo arqueano do MSJC em forma dômica com a distribuição das formações ferríferas estudadas.

As formações ferríferas apresentam teores de SiO_2 de 40 a 56%, Fe_2O_3 entre 25 e 50% e baixos teores de Al_2O_3 entre 0,28 a 1,22% (Tabela 2), semelhantes a outras ocorrências no mundo, conforme pode ser observado na comparação mostrada na Figura 13.

As amostras do MSJC analisadas possuem teor de Fe_2O_3 maior em relação às rochas da região de Carajás (média de 56,76%), do tipo Superior, na África do Sul (média de 22,72%) e do tipo Algoma, na Groenlândia (31,15%), ficando abaixo, apenas, da média das amostras do Quadrilátero Ferrífero no Cratón São Francisco (55%), enquanto os demais elementos exibem quantidades semelhantes a TiO_2 entre 0,01 a 0,07%, P_2O_5 0,02 a 0,25%, MgO entre 0,01 a 5,9%, CaO entre 0,01 a 3,29% e MnO entre 0,03 a 0,82%.

Figura 12 – Limite tectônico de rochas arqueanas e suas encaixantes paleoproterozóicas com localização das amostras de formação ferrífera analisadas

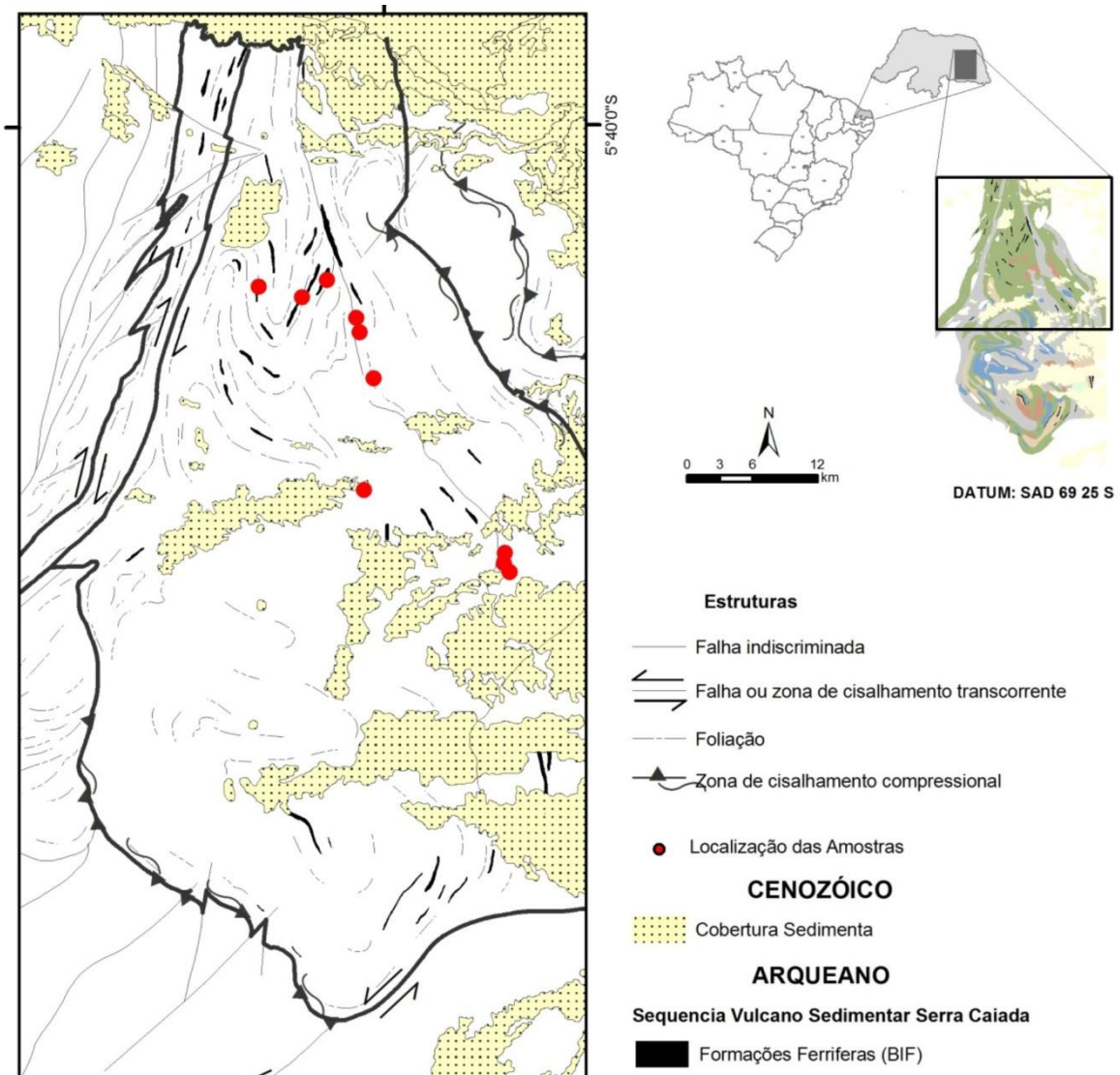


Figura 13 – Comparação do padrão de distribuição da média dos elementos maiores das formações ferríferas da Porção Norte do MSJC com o padrão das formações ferríferas de Carajás (LINDENMAYER, 2001), do Quadrilátero Ferrífero (SPIER, 2005), do tipo Superior (KLEIN, 1990) e do tipo Algoma (DAUPHAS, 2007). Nota: Ver tabela de dados no Anexo 01

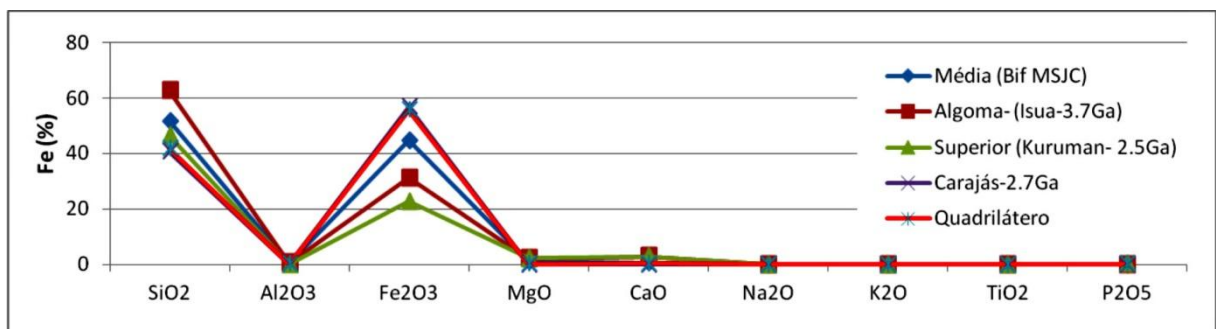


Tabela 2 – Análises químicas dos elementos maiores das formações ferríferas bandadas do Maciço São José do Campestre (MSJC)

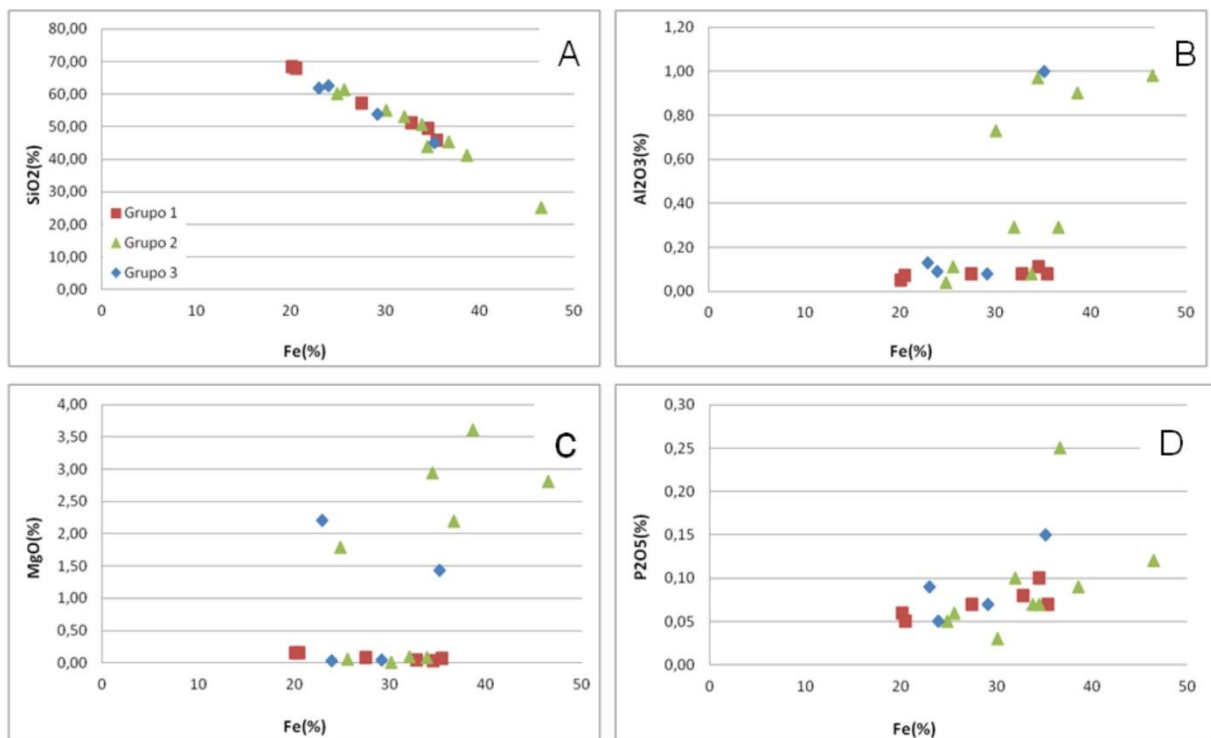
Sample	Grupo 1										Grupo 2										Grupo 3									
	BCG044 A	CT244	BJ26	BJ31	BCG016 B	A-2088	VI-18A	C-173	TG 94B	VI-14A	BCG058	BCG016 A	D-193A	A-179B	TG-25	GT-14	A-210A	A-210B	C-38											
SiO ₂ (%)	67,98	57,15	49,49	45,77	68,47	51,16	61,29	50,65	45,44	60,20	43,82	53,03	25,06	41,31	55,03	45,03	62,66	51,16	61,76											
Al ₂ O ₃	0,07	0,08	0,11	0,08	0,05	0,08	0,11	0,08	0,29	0,04	0,97	0,29	0,98	0,90	0,73	1	0,09	0,08	0,13											
Fe ₂ O ₃	29,29	39,21	49,33	50,63	28,75	46,84	36,56	48,33	52,36	35,51	49,22	45,72	66,43	55,18	43,00	50,23	34,18	46,84	32,79											
MgO	0,15	0,08	0,03	0,07	0,16	0,04	0,06	0,08	2,2	1,79	2,94	0,09	2,81	3,61	0,01	1,43	0,03	0,04	2,21											
CaO	0,04	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	1,29	0,20	3,29	0,04	0,45	0,36	0,01	0,95	0,01	0,01	2,41											
Na ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,07	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03											
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01											
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,01	0,03	0,23	0,06	0,01	0,01	0,01											
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,10	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,25	0,05	0,07	0,12	0,12	0,09	0,03	0,15	0,05	0,08	0,09											
MnO	0,50	0,19	0,08	0,06	0,68	0,07	0,04	0,05	0,82	0,41	0,13	0,13	0,80	0,43	0,03	0,23	0,18	0,07	0,05											
Fe	20,48	27,42	34,5	35,41	20,1	32,75	25,57	33,8	36,62	24,83	34,42	31,97	46,46	38,6	30,07	35,13	23,9	32,75	22,93											
Cr ₂ O ₃	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,007	0,003	0,002	0,005	0,005	0,003	0,002	0,002	0,002											
Sc	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	3	5	2	1	1	1											
LOI	0,0	-2,1	1,7	4,3	2,7	0,4	1,7	1,8	-1,0	0,7	3,2	0,6	0,4	3,1	3,2	-2,1	0,9	1,1	1,8											
Total (%)	98,10	96,81	99,18	96,68	98,23	98,28	98,14	99,27	101,92	98,62	100,90	99,43	96,72	101,94	99,06	99,14	97,21	98,28	99,47											
Ba (ppm)	189	345	59	12	127	4	431	748	197	1399	4	811	211	63	15	49	545	4	68											
Be	1	3	3	3	1	1	2	2	1	1	2	1	2	1	1	1	1	1	1											
Co	67,6	53,1	66,6	70,2	109,6	141,6	156,6	182,2	69,9	200,0	75,2	87,0	21,6	38,3	163,3	91,4	195,8	141,6	155,4											
Cs	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1											
Ga	1,2	0,9	0,8	0,8	0,9	1,9	0,7	0,6	0,8	1,7	3,0	1,0	3,8	4,8	3,4	1,9	1,4	1,9	9,6											
Hf	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,4	0,3	0,1	0,1	0,1											
Nb	0,2	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,4	1,5	0,2	0,6	1,3	2,4	1,1	0,3	0,2	0,9											
Rb	0,2	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,8	0,9	1,5	0,5	2,4	1,6	0,4	1,8	0,1	0,1	0,1											
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	5	1	1	1	1	1											
Sr	21,2	14,1	5,2	2,8	31,4	1,7	7,8	8,8	34	18,0	2,7	11,7	17,1	8,8	8,1	20,7	5,2	1,7	4,9											
Ta	0,1	0,4	0,6	0,6	0,2	0,4	0,5	0,4	0,3	0,5	0,3	0,2	0,1	0,2	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5											
Th	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,7	0,2	1,6	1,0	0,2	0,2	0,2	0,6											
U	0,5	5,1	2,9	1,3	0,5	0,8	1,1	0,2	0,3	0,2	0,1	0,9	0,3	0,5	0,2	0,1	2,0	0,8	0,2											
V	14	85	20	8	15	8	8	8	8	8	19	80	49	10	56	22	8	8	8											
Zr	2,1	1,1	2,4	2,0	1,7	1,4	2,2	0,3	3,5	3,3	12,0	2,4	6,8	12,1	22,5	13,8	1,1	1,4	8,8											
Y	14,4	10,8	7,0	11,2	7,7	3,4	24,6	17,0	15,3	22,5	21,0	7,9	7,0	14,3	1,6	26,9	19,0	3,4	13,0											
Mo (ppm)	0,9	6,6	2,1	2,1	1,0	1,6	1,4	0,5	0,1	1,1	0,4	2,4	0,9	2,1	0,1	0,1	1,6	1,6	0,2											
Cu	2,3	24,9	130,5	19,3	0,3	3,2	3,8	96,7	0,7	32,3	1,2	33,8	31,0	17,5	0,4	1,9	43,1	3,2	21,6											
Pb	0,4	1,4	6,4	0,5	0,2	0,3	5,1	5,8	2,5	0,1	0,2	2,7	8,1	0,4	0,3	0,3	5,3	0,3	1,2											
Zn	23	34	45	35	23	29	31	52	48	4	11	42	2,7	29	4	6	75	31	17											
Ni	60,2	37,1	57,9	35,0	44,6	39	37	38	38	61	30,0	36,5	101	119	20	4,8	54	39	271											
As	0,5	1,6	0,5	1,2	0,5	0,5	0,1	0,6	0,5	0,7	0,5	1,0	0,8	0,5	1,5	0,5	0,7	0,5	0,5											
Cd	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1											
Sb	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1											
Bi	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1											
Ag	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1											
Au	1,4	4,2	0,8	2,6	1,7	0,5	0,5	2,0	0,5	0,5	1,6	2,5	0,5	1,6	0,5	1,6	0,7	0,5	0,7											
Hg	*	*	*	*	*	0,04	0,03	0,06	0,01	0,04	*	*	0,02	0,02	0,04	0,01	0,05	0,04	0,06											
Tl	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1											
Se	0,5	0,5	0,5	0,8	0,5	0,5	0,7	1,1	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6											

Tabela 1 – Teores dos elementos de terras raras para as formações ferríferas bandadas da Folha João Câmara: IS0406 – Isua – Groenlândia (fácies óxido) – tipo Algoma – 3.7 a 3.8 Ga (DAUPHAS, 2007); CN111–16 Kuruum África do Sul (fácies Lago Superior) – 2.5 a 2.7 Ga (PICKARD, 2003). Σ ETR – somatória dos elementos de terras raras, ETRL – elementos de terras raras leves, ETRP – elementos de terras raras pesadas. Eu/Eu^* , Ce/Ce^* , Pr/Pr^* – fator de enriquecimento normalizado pelo Condrito

Sample	Grupo 1										Grupo 2										Grupo 3			
	BCG044 A	CT244	BJ26	BJ31	BCG016 B	A-208B	VI-18A	C-173	TG 94B	VI-14A	BCG058	BCG016 A	D-193A	A-179B	TG-25	GT-14	A-210A	A-210B	C-38					
La	6,80	2,50	3,20	2,60	1,80	1,20	66,60	33,10	30,30	18,50	9,10	9,10	8,30	8,10	2,90	57,30	20,00	9,50	12,50					
Ce	5,50	5,20	5,60	4,40	3,40	2,80	105,70	42,50	38,70	11,00	9,00	16,60	16,70	12,90	5,90	57,00	38,60	26,20	23,10					
Pr	1,21	0,66	0,67	0,53	0,42	0,29	11,99	6,07	6,43	2,91	2,26	2,24	1,66	1,34	0,57	12,77	0,29	2,85	2,90					
Nd	5,00	2,90	3,00	2,10	1,80	1,40	41,70	21,00	22,10	11,20	9,50	7,50	5,80	5,30	2,20	42,30	17,30	10,30	12,00					
Sm	1,05	0,78	0,58	0,54	0,44	0,27	6,57	3,79	3,19	2,05	1,89	1,32	1,11	1,13	0,46	7,88	3,59	2,49	2,48					
Eu	0,46	0,35	0,29	0,36	0,27	0,17	1,57	1,03	0,73	0,61	0,66	0,39	0,33	0,40	0,12	1,27	0,48	0,26	0,49					
Gd	1,45	1,25	0,86	0,96	0,71	0,41	5,30	3,53	2,31	2,60	2,24	1,16	1,18	1,56	0,39	6,01	3,46	2,99	2,57					
Tb	0,25	0,23	0,16	0,18	0,13	0,07	0,79	0,54	0,31	0,44	0,39	0,21	0,22	0,30	0,05	1,01	0,60	0,56	0,42					
Dy	1,58	1,50	1,18	1,32	0,94	0,52	4,07	2,90	1,94	2,71	2,50	1,25	1,39	1,96	0,36	5,29	3,42	3,49	2,41					
Ho	0,37	0,36	0,24	0,31	0,21	0,13	0,79	0,54	0,38	0,57	0,58	0,26	0,31	0,46	0,06	0,92	0,72	0,81	0,47					
Er	1,10	1,05	0,79	0,94	0,64	0,41	2,21	1,46	1,14	1,64	1,69	0,81	0,96	1,58	0,19	2,40	2,46	2,60	1,22					
Tm	0,16	0,17	0,12	0,15	0,10	0,06	0,33	0,19	0,18	0,23	0,25	0,13	0,15	0,24	0,02	0,36	0,36	0,42	0,17					
Yb	0,94	1,06	0,85	0,96	0,61	0,46	2,04	1,11	1,10	1,31	1,61	0,81	1,07	1,72	0,18	1,86	2,66	3,05	1,02					
Lu	0,15	0,17	0,13	0,15	0,10	0,07	0,30	0,15	0,17	0,21	0,26	0,12	0,16	0,26	0,02	0,27	0,44	0,49	0,15					
Σ ETRL	20,02	12,39	13,34	10,53	8,13	6,13	234,13	107,49	101,45	46,27	32,41	37,15	33,90	29,17	12,15	178,52	80,26	51,60	53,47					
Σ ETRP	6,00	5,79	4,33	4,97	3,44	2,13	15,83	10,42	7,53	9,71	9,52	4,75	5,44	8,08	1,27	18,12	14,12	14,41	8,43					
Σ ETR	26,02	18,18	17,67	15,50	11,57	8,26	249,96	117,91	108,98	55,98	41,93	41,90	39,34	37,25	13,42	196,64	94,38	66,01	61,90					
Ce/Ce^*	0,42	0,93	0,86	0,84	0,89	1,09	0,82	0,66	0,62	0,32	0,46	0,84	1,00	0,85	1,02	0,48	1,42	1,17	0,87					
Eu/Eu^*	1,14	1,08	1,25	1,51	1,47	1,56	0,79	0,85	0,79	0,81	0,88	0,94	0,88	0,92	0,84	0,54	0,41	0,29	0,59					
Pr/Pr^*	1,38	1,01	0,97	1,02	1,01	0,86	1,04	1,20	1,31	1,56	1,45	1,17	0,95	0,93	0,90	1,57	0,07	0,99	1,03					
Zr/Hf	21,00	11,00	24,00	20,00	17,00	14,00	22,00	3,00	17,50	33,00	40,00	24,00	68,00	40,33	56,25	46,00	11,00	14,00	88,00					
Σ Ho	38,92	30,00	29,17	36,13	36,67	26,15	31,14	31,48	40,26	39,47	36,21	30,38	22,58	31,09	26,67	29,24	26,39	25,19	27,66					

Quando os nossos dados são colocados em diagramas binários (Figura 14), observa-se uma dispersão relativa que sugere a existência de três grupos que são distinguidos por suas semelhanças químicas. Estes grupos serão discutidos com mais detalhe no capítulo de Elementos Terras Raras.

Figura 14 – Diagramas bivariantes para amostras de FFs do Maciço São José do Campestre (MSJC). (A) Diagrama bivariante SiO₂ versus Fe; (B) Diagrama bivariante SiO₂ versus Al₂O₃; (C) Diagrama bivariante MgO versus Fe; (D) Diagrama bivariante P₂O₅ versus Fe



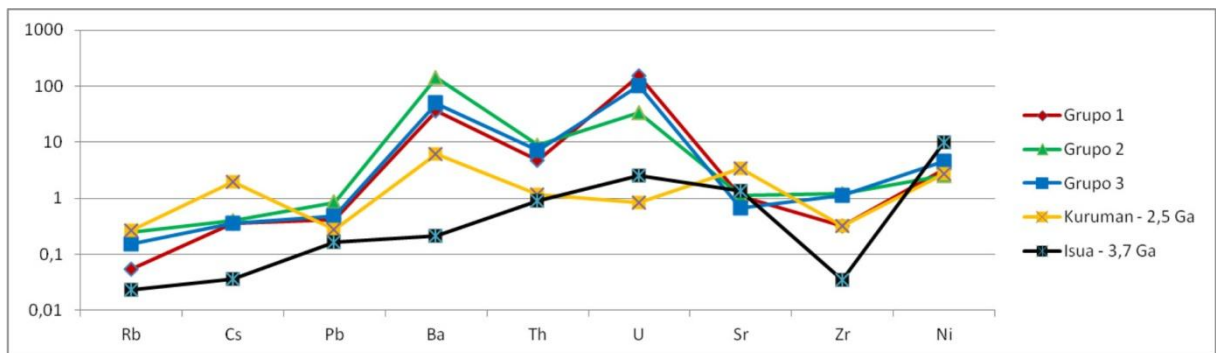
O diagrama binário entre Fe e SiO₂ mostra correlação negativa, como pode ser observado na Figura 14–A, representando o comportamento das principais fases minerais destas rochas refletido pela monotonia das associações minerais encontradas, que correspondem a quartzo, hematita e magnetita. Por sua vez, nota-se que algumas amostras mostram enriquecimento relativo em P₂O₅, Al₂O₃ e MgO (Figura 14–B, C, D) e refletem a presença de Anfibólio e raro Piroxênio nas amostras analisadas.

O diagrama da Figura 15 apresenta os valores dos elementos traços selecionados e normalizados pelo condrito. As curvas de todas as amostras apresentam anomalias positivas de Bário (Ba) e Urânio (U) e anomalias negativas de Chumbo (Pb), Tório (Th) e Zircônio (Zr). As curvas dos Grupos 1, 2 e 3 apresentam trend semelhante, observando-se que as rochas do MSJC têm grande similaridade química com as ocorrências de Kuruman 2,5 Ga e

que anomalias de Ba são frequentes e são mais enriquecidas que as formações ferríferas de Isua 3,7 Ga.

De maneira geral, as rochas estudadas têm baixas concentrações de elementos traços, destacando-se valores de Rubídio (Rb), variando de <0,01 até 4 ppm; Estrôncio (Sr) entre 1,1-37,8 ppm; Nióbio (Nb), de <0,01-2,4 ppm; Zircônio (Zr) 0,3-22,5 ppm, enquanto que, na maioria das amostras do Grupo 2, nota-se um enriquecimento relativo em Ba, que pode atingir concentrações superiores a >1000 ppm, bem como em Zircônio (Zr), Ítrio (Y), Vanádio (V), Escândio (Sc), Tório (Th), Urânio (U) e Háfnio (Hf).

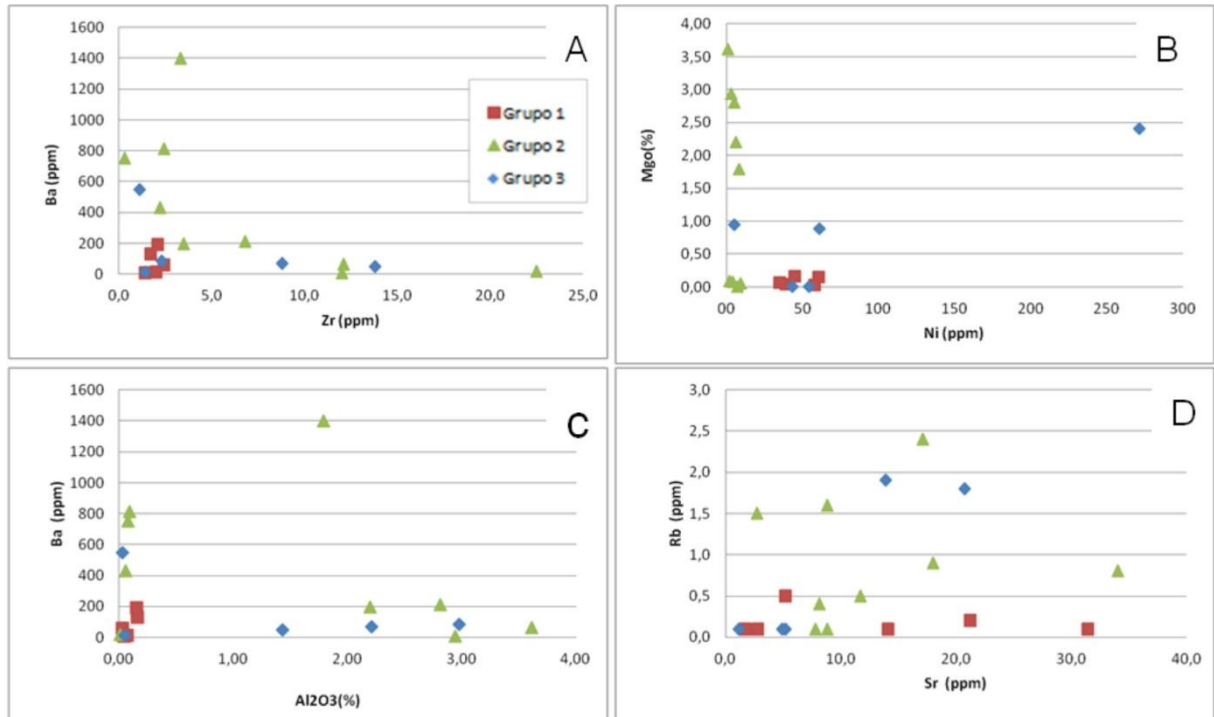
Figura 15 – Diagrama spider com valores de elementos traço (selecionados) normalizados em relação ao condrito (TAYLOR; MCLENNAN, 1985), para amostras de FFs da porção norte do Maciço São José do Campestre (MSJC)



Os elementos traço têm sido usados como traçadores de determinação de áreas fonte (proveniência), em diferentes contextos geológicos e tectônicos, e vários diagramas de elementos binários têm contribuído para o melhor entendimento dos processos vulcanogênicos e sedimentares associados à deposição de BIFs (FREI et al., 2008).

O Zircônio (Zr) é um elemento que se concentra em rochas félsicas na forma de zircão, de tal forma que o seu aumento em relação a Y e Hf, nestas rochas, pode ser interpretado como indicativo de proveniência de uma fonte vulcânica félsica ou pela presença de zircões detríticos derivados de fontes continentais e depositados nas porções mais rasas da bacia, enquanto que fontes mantélicas são sempre empobrecidas nestes elementos. Similar comportamento é também exibido nos diagramas Ba x Al₂O₃ (Figura 16–C), onde se nota que parte das amostras dos Grupos 2 e 3 possui teores acima de 1% de Al₂O₃ e até 1000 ppm de Ba, enquanto as amostras do Grupo 1 possuem teores relativamente menores. A diferença entre os grupos 1, 2 e 3 também é marcante no diagrama Ni x MgO, Nix Ba e Rb x Sr (Figura 16–A, B, D), sugerindo fontes contrastantes.

Figura 16 – Diagramas bivariantes para amostras de FFs do Maciço São José do Campestre (MSJC). (A) Diagrama bivariante Ba (ppm) versus Zr (ppm); (B) Diagrama bivariante MgO (%) versus Ni (ppm); (C) Diagrama bivariante Al₂O₃ (%) versus Ba (ppm); (D) Diagrama bivariante Rb (ppm) versus Sr (ppm)



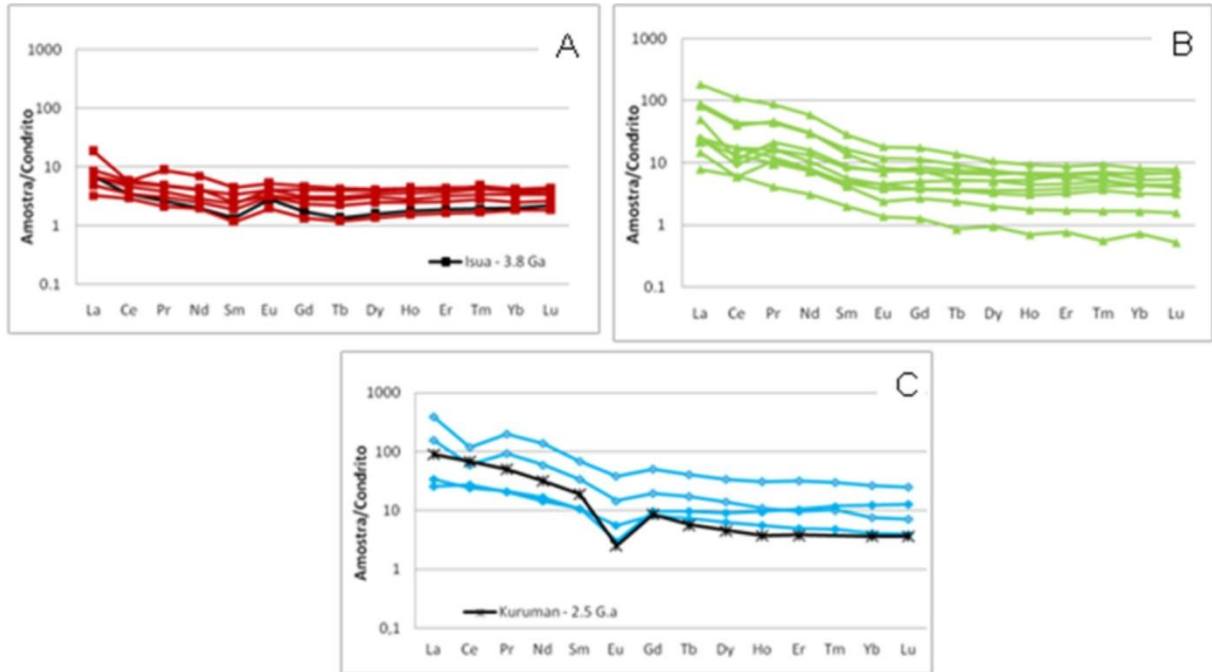
Nota: O símbolo em vermelho indica as amostras do Grupo 1; em verde, amostras do Grupo 2; e em azul, amostras do Grupo 3

Os padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados ao condrito das rochas do MSJC apresentam um enriquecimento dos elementos leves em relação aos elementos pesados, anomalias, negativa e positiva, moderadas em Eu e mais acentuadas em Ce, para algumas amostras. Foram observados três grupos principais de padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito de Evensen, Hamilton e O'nions (1978) (Figura 17–A, B, C). O mais frequente deles, formado por seis das dezenove amostras analisadas, apresenta empobrecimento relativo ao condrito e somatório total de ETR entre 8,36 e 26,02, com fracionamento dos elementos terras raras leves e anomalias positivas de Eu com $Eu/Eu^* = 1,08$ a 1,56.

Os valores de ETRs das formações ferríferas do MSJC contidas na folha João Câmara foram comparadas com a média de amostras de BIFs a quartzo-magnetita (IS0406), localizadas no cinturão supracrustal Isua (Groenlândia), com idade de 3,8 Ga (DAUPHAS, 2007) e com a média de amostras do Grupo Kurumam (CN111-16), África do Sul (fácies Lago Superior) – 2,5 a 2,7 Ga (PICKARD, 2003) (Tabela 4). O padrão côncavo dos ETRP do

Grupo 1 é muito semelhante aos padrões das formações ferríferas do arqueano de Isua (IS0406), na Groenlândia, como mostrados por Dauphas (2007) (Figura 17–A).

Figura 17 – Diagrama mostrando o padrão de ETR, normalizado pelo condrito (EVENSEN et al., 1978); (A) Homogeneidade dos padrões: semelhança com BIFs de Isua – Groenlândia (fácies óxido) – tipo Algoma – 3.7 a 3.8 Ga (DAUPHAS, 2007); (B) Diagrama Grupo 2; (C) Diagrama Grupo 3

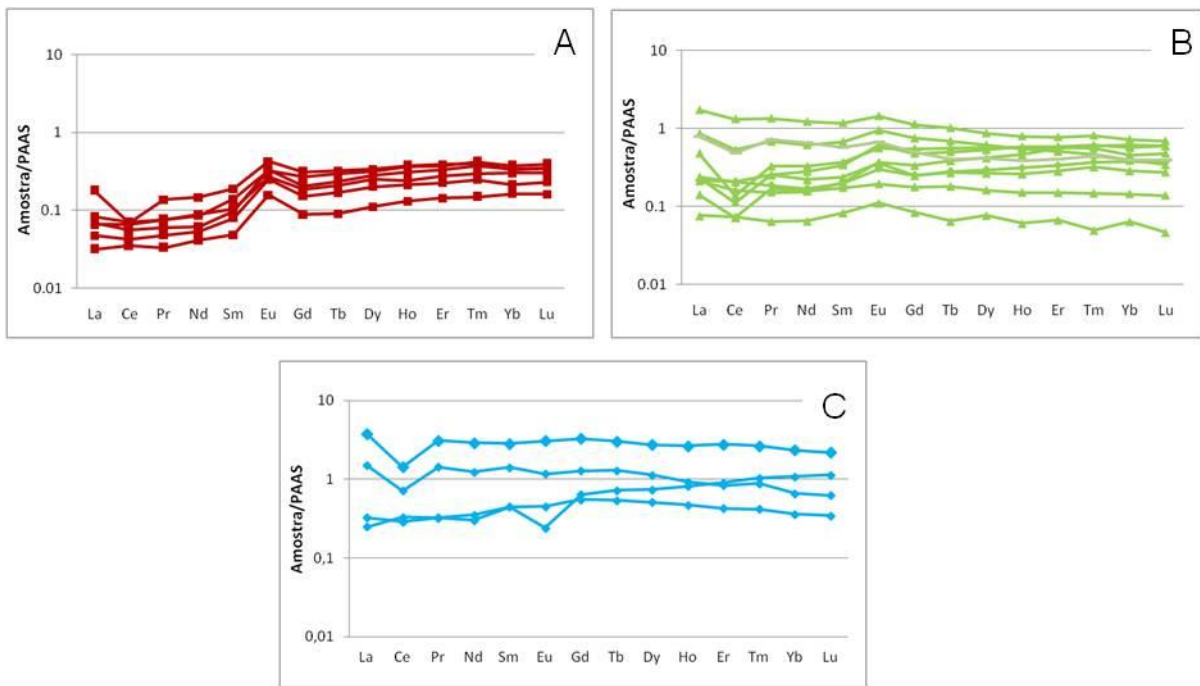


O segundo grupo, representado apenas por nove amostras, é ligeiramente côncavo (Figura 17–B), possui somatório total de ETR muito variado (13,42 a 249,96), mostra fracionamento dos terras raras leves e se caracteriza por não apresentar anomalias de Eu ($Eu/Eu^* = 0,79$ a $0,98$). O terceiro conjunto (Figura 17–C), com quatro amostras, exibe um fracionamento de terras raras leves, anomalia de Eu negativa ($Eu/Eu^* = 0,29$ a $0,64$) e somatório total de ETR muito variado (61,9 a 454,94). Este padrão é muito semelhante às BIFs tipo Lago Superior paleoproterozóicas pertencentes ao Grupo Kuruman – África do Sul (PICKARD, 2003).

Os padrões de ETR normalizados ao *Post-Arquean Australian Shale* (PAAS) apresentam um enriquecimento dos elementos pesados em relação aos elementos leves, anomalia negativa e positivas em Eu e negativas em Ce, da mesma forma que, quando normalizados ao condrito, foram observados três grupos principais de padrões de distribuição dos ETRs (Figura 18–A, B, C): o Grupo 1 mostra um fracionamento dos elementos terras raras pesados e anomalias positivas de Eu mais acentuadas, com $Eu/Eu^* = 2,7$ a $1,58$; o

segundo grupo, ligeiramente planar (Figura 18–B), apresenta um leve fracionamento dos terras pesados, caracterizando-se por apresentar incipientes anomalias positivas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^{**} = 1,48$ a $1,21$); e o terceiro conjunto (Figura 18–C) exibe um fracionamento de terras raras leves, anomalia de Eu negativa ($\text{Eu}/\text{Eu}^{**} = 0,44$ a $0,97$).

Figura 18 – Diagrama mostrando o padrão de ETR, normalizado ao PAAS – Post-Arquean Australian Shale. (A) Grupo 1; (B) Grupo 2; (C); (D) Diagrama mostrando correlação positiva entre Eu^{**} e o somatório dos elementos terras raras (ETRs)



4.7 ÍTRIO E HÓLMIO

As formações ferríferas da folha João Câmara apresentam razão Y/Ho entre 25 e 40. A razão Y/Ho típica da água do mar fica entre 60 e 90, enquanto os valores para águas continentais se situam mais próximos dos valores crustais (26-27) (PLANAVSKY et al., 2010). O diagrama binário entre Y/Ho e Y (Figura 19) sugere que as amostras com razões Y/Ho <30 possuem alguma influência de águas continentais no período de deposição destas rochas.

A abundância do Lantânio (La) em ambiente marinho mascara possíveis anomalias de Ce na água do mar e em seus precipitados químicos. Assim, Bau e Dulski (1996a), na tentativa de investigar a natureza oxidante de oceanos antigos, propuseram um diagrama com base combinada em valores de Ce/Ce^* e Pr/Pr^* para inferir ou distinguir “a real” anomalia de Ce em precipitados marinhos (Figura 20). Anomalias negativas em Ce

resultam, inevitavelmente, em $(Pr/Pr^*) > 1$, enquanto uma anomalia positiva de Ce gera $(Pr/Pr^*) < 1$. As amostras analisadas apresentam, em sua maioria, valores de $Pr/Pr^* > 1$, indicando anomalias negativas verdadeiras de Ce/Ce^* , o que sugere ambiente oxidante na época de deposição das formações ferríferas da Porção Norte do MSJC, porém, um número restrito de amostras apresenta valores de $Pr/Pr^* < 1$, indicando ambientes menos oxidantes.

Figura 19 – Diagrama binário entre Y e Ho. Bau, 1996

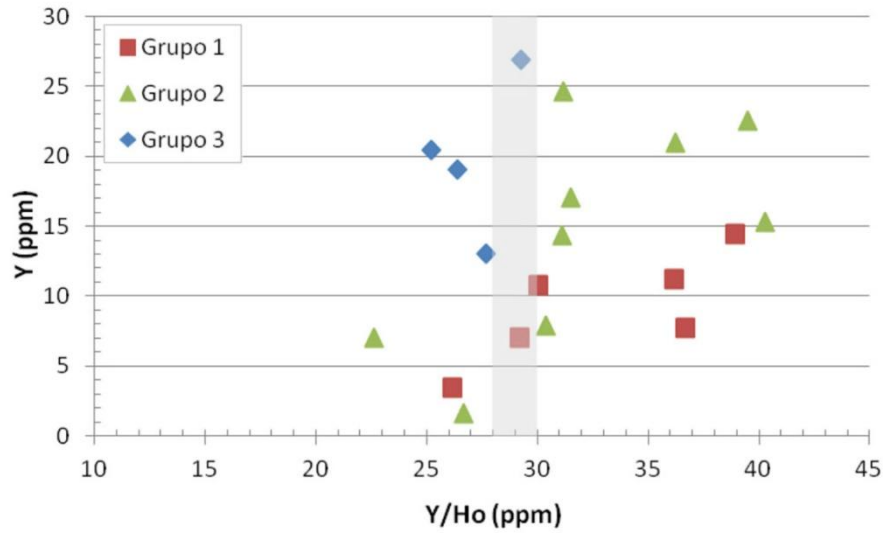
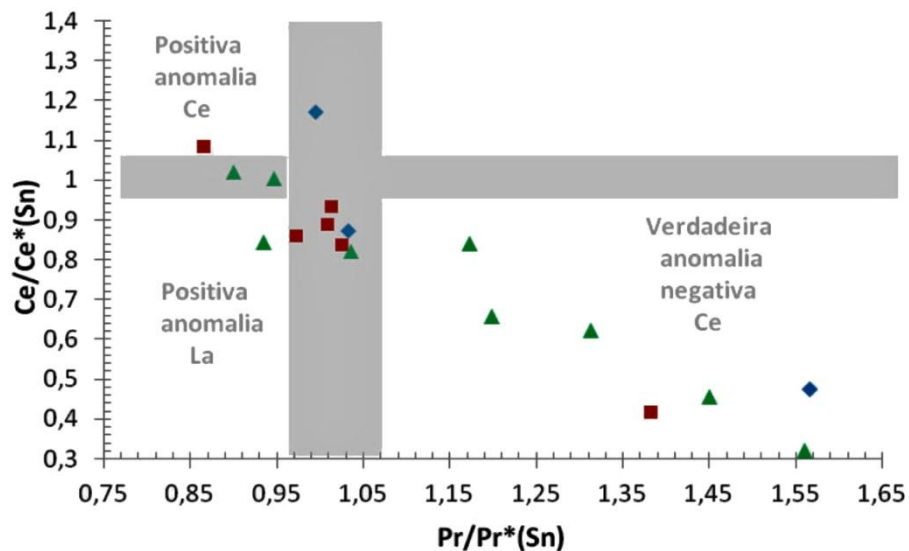


Figura 20 – Diagrama (Ce/Ce^*) vs (Pr/Pr^*) normalizados ao condrito para amostras de BIFs da Porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC), indicando campos de verdadeiras anomalias negativas e positivas em Ce. Nota: Anomalias verdadeiras em Ce definida por Ce/Ce^*_{SN} ($Ce_{SN}/(0.5Pr_{SN} + La_{SN})$) e Pr/Pr^*_{SN} ($Pr_{SN}/(0.5Ce_{SN} + 0.5Nd_{SN})$), Bau e Dulski (1996a).

Klein e Beukes, 1989; Beukes e Klein (1990) utilizaram dados semelhantes em rochas de 3,8 Ga de idade de Isua IF, Groenlândia, para argumentar em favor da presença de ambiente oxidante em mares arqueanos.

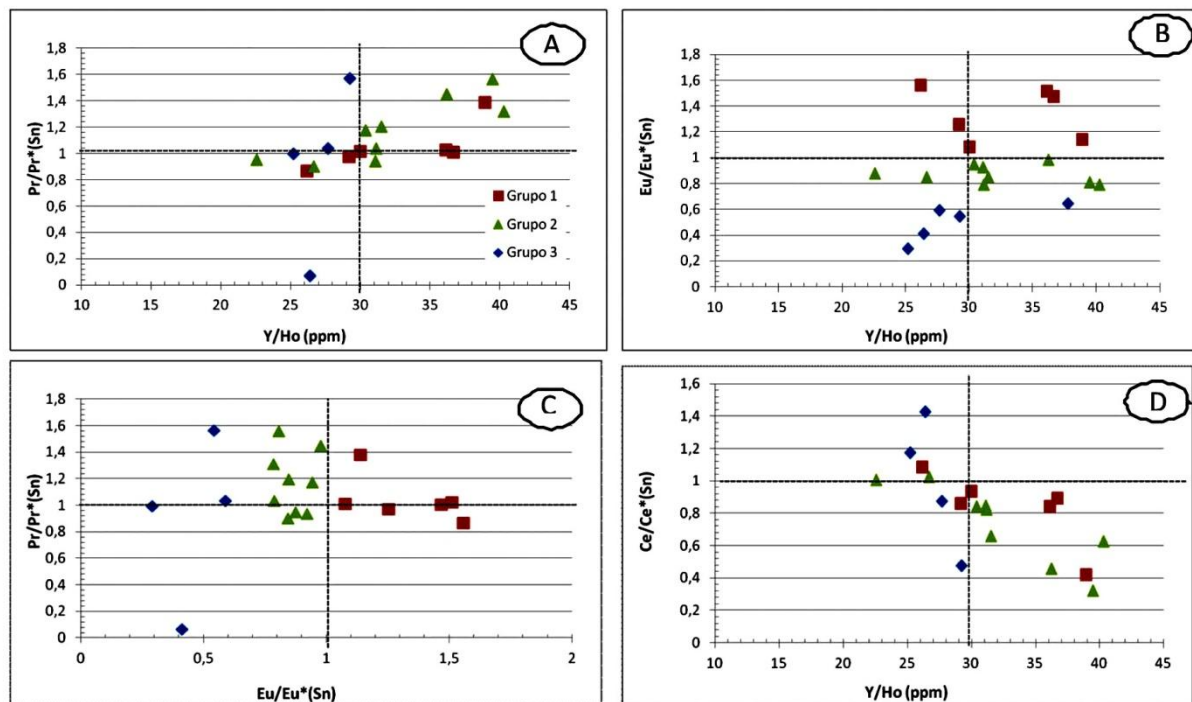


A relação Y/Ho versus Pr/Pr* (Figura 21–A) mostra que as amostras com relação Y/Ho acima de 30 são aquelas que apresentam uma relação do Pr/Pr* >1 indicando pouca ou nenhuma influência continental em ambiente levemente oxidado com valores de Ce/Ce* negativos.

A correlação Eu/Eu* e Y/Ho* (Figura 21–B) mostra que, para valores de Y/Ho* >30, existem anomalias positivas e negativas de Eu. Correlação semelhante pode ser observada no diagrama Pr/Pr* e Eu/Eu* (Figura 21–C) onde, para valores de Pr/Pr* >1, ocorrem anomalias positivas e negativas de Eu/Eu*.

A correlação existente entre Ce/Ce* e Y/Ho (Figura 21–D) para as amostras analisadas é inversamente proporcional, o que sugere variação das condições de oxidação em diferentes profundidades do ambiente deposicional.

Figura 21 – (A) Diagrama Y/Ho versus Pr/Pr* indicando que a relação Y/ho acima de 33 apresenta Pr/Pr* >1. (Beukes e Klein, 1990); (B) Diagrama Eu/Eu* e Y/Ho* indicando anomalias positivas e negativas de Eu para Y/Ho* >33; (C) Diagrama Pr/Pr* e Eu/Eu* indicando anomalias positivas e negativas para valores de Pr/Pr* >1; (D) Correlação entre Ce/Ce* e Y/Ho inversamente proporcional, indicando variação de profundidade no ambiente deposicional



4.8 ISÓTOPOS DE SM-ND NA DATAÇÃO DIRETA DE BIFS

Os resultados isotópicos pelo método Sm-Nd das formações ferríferas do MSJC são apresentados na Tabela 4. As amostras estão agrupadas de maneira semelhante aos dados geoquímicos anteriormente demonstrados. As rochas mais primitivas compreendem a grande maioria do Grupo 1, enquanto algumas do Grupo 2 mostram altas razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($>0,12$) e ϵNd (3,7) positivos e são caracterizadas por apresentarem um empobrecimento em ETR Leves. Todas estas amostras apresentam idade modelo TDM maior do que 3,4 Ga.

Os dados Sm-Nd, quando plotados em um diagrama $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, permitem definir uma linha de correlação (MSWD = 2,3) com idade absoluta de 3.751 Ga, para amostras do Grupo 1, que podemos interpretar como uma idade paleoarqueana para a deposição das formações ferríferas do MSJC (Figura 22). Calculando os valores de ϵNd (t) para 3,7 Ga, eles ficam positivos entre +1,3 e +3,03 sugerindo uma fonte mantélica.

Tabela 4 – Dados de Isótopo de Sm-Nd das quatorze amostras analisadas na porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC) (Grupo A)

Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd (0)	ϵNd (3,7)	TDM(Ga)
BCG 016A	0,78	3,633	0,1298	0,511139+/-5	-29,25	2,77	3,5
BCG 016B	0,493	1,954	0,1525	0,511660+/-13	-19,08	2,07	3,6
BCG 044A	1,419	6,765	0,1268	0,510993+/-14	-32,1	1,34	3,7
BCG 058	1,758	8,122	0,1309	0,511178+/-14	-28,48	3,03	3,5
BJ 31	0,642	2,377	0,1634	0,511957+/-15	-13,29	2,73	3,4
A-210A	3,788	18,424	0,1243	0,511059+/-20	-30,8	3,85	3,5
C-38	2,574	12,052	0,1291	0,511111+/-6	-29,78	2,55	3,6
A-208B	0,321	1,301	0,149	0,511462+/-19	-22,95	-0,21	4,9
A-210B	2,717	11,184	0,1468	0,511031+/-13	-31,34	-7,59	3,9
ϵNd (2,2)							
BJ 26	1,169	5,989	0,118	0,511493+/-10	-22,33	-0,06	2,4
C-173A	4,071	22,477	0,1095	0,511046+/-8	-31,06	-6,41	2,9
TG 25B	0,479	2,422	0,1196	0,511451+/-14	-23,16	-1,33	2,6
VI-14A	2,028	10,771	0,1138	0,511027+/-13	-31,43	-8,01	3,1
VI-18A	6,693	42,254	0,0958	0,511016+/-15	-31,64	-3,09	2,6

Nota: Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem DePaolo, 1981

As demais amostras analisadas (Grupos 2 e 3), quando colocadas em um mesmo diagrama $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, apresentam uma grande dispersão. Nestas amostras, a idade modelo TDM apresenta valores entre 2,6 e 2,5 Ga e razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,09 e 0,11, tipicamente de rochas derivadas de fonte provenientes da crosta continental. (Figura 23). Embora exista esta grande variação na idade de proveniência das fontes destas rochas, elas são predominantemente arqueanas.

Figura 22 – Isócrona Sm-Nd indicando idade de 3,7 Ga para amostras analisadas de formações ferríferas da Porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC)

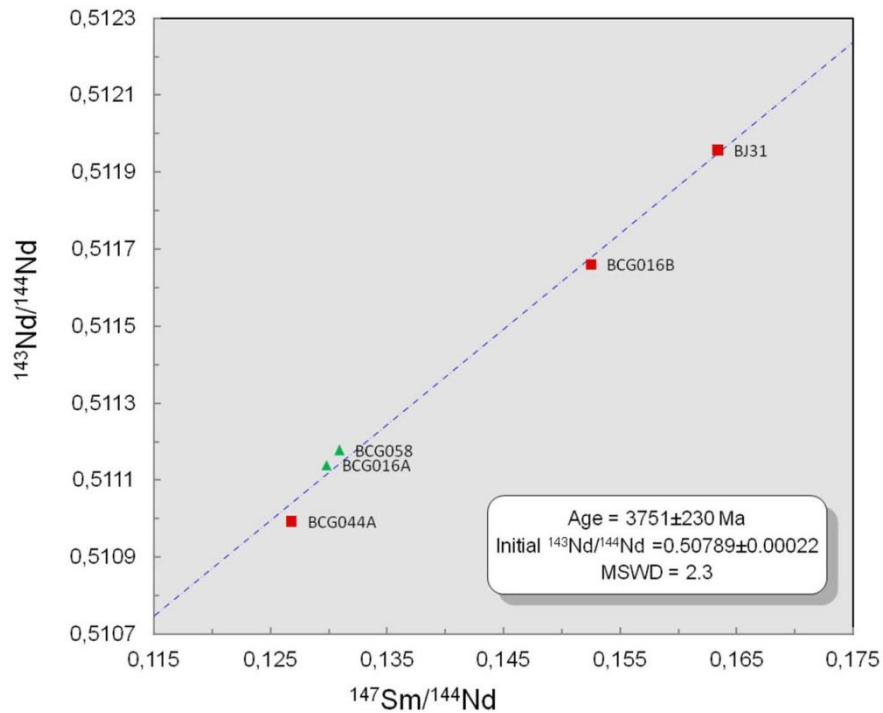
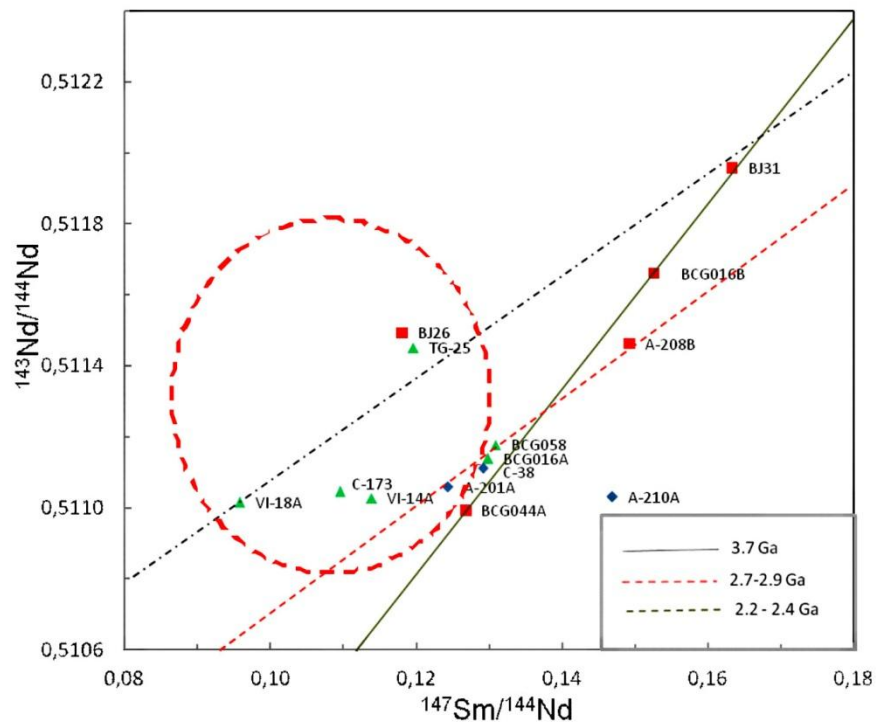


Figura 23 – Isócrona Sm-Nd para todas as amostras analisadas de formações ferríferas da Porção Norte do Maciço São José do Campestre (MSJC). Notar halo realçando a dispersão para parte das amostras dos Grupos 1 e 2



Contudo, é possível sugerir dois alinhamentos, que podem ser interpretados como isócronas de referência, registrando dois eventos bem distintos em 2,9-2,5 (Neoproterozoico) e 2,4-2,1 (Paleoproterozoico), respectivamente. Esta dispersão dos dados reflete o reequilíbrio ocorrido durante a abertura do sistema isotópico devido a eventos metamórficos ou pós-deposicionais que afetaram as formações ferríferas.

Isto é corroborado pelo fato de as rochas do mesmo afloramento apresentarem diferentes idades modelo e razões isotópicas, como no caso das rochas que afloram na entrada da cidade de Bom Jesus, onde diferentes porções mais preservadas (Foto 5–A, B) e mais deformadas têm diferentes assinaturas isotópicas (Figura 24).

Foto 5 – (A) Rochas mais preservadas que afloram na entrada de Bom Jesus (TDM 3,5 Ga); (B) Rochas mais deformadas (TDM 2,4 Ga)

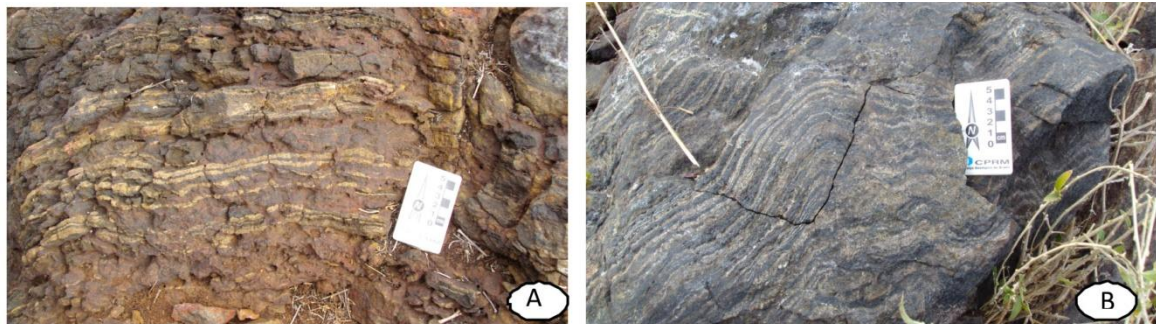
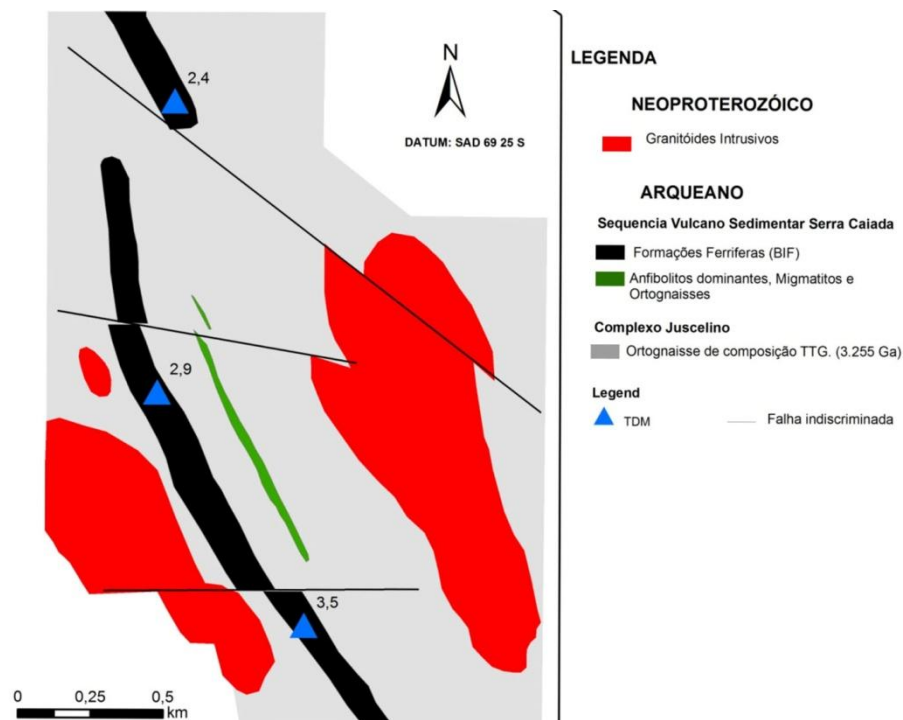
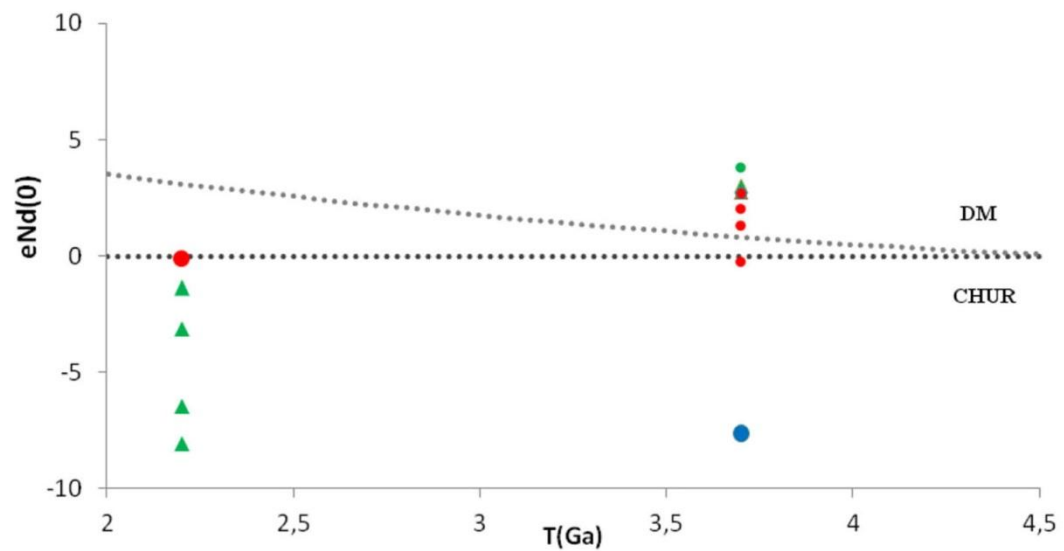


Figura 24 – Mapa geológico de Bom Jesus indicando localização de amostras com diferentes assinaturas isotópicas



A curva de evolução dos valores de $\epsilon\text{Nd}(T)$ em função do tempo (Figura 25) mostra que as rochas com ϵNd (3,7 Ga), apresentam valores predominantemente positivos (Grupo 1) enquanto que, quando calculamos os valores de $\epsilon\text{Nd}(T)$ em relação aos eventos que perturbam o sistema isotópico em 2,2 Ga (média), representadas pelas amostras dos Grupos 2 e 3, os valores são negativos.

Figura 25 – Modelo de evolução de $\epsilon\text{Nd}(T)$ em função do tempo (3,7 e 2,2 Ga) para as formações ferríferas do Maciço São José do Campestre (MSJC)



5 DISCUSSÕES

O estudo geoquímico e isotópico das formações ferríferas paleoarqueanas do Maciço São José do Campestre abre espaço para uma série de discussões sobre a origem e a evolução destes metassedimentos bem como das condições ambientais durante a sua deposição e as distâncias das fontes envolvidas nestes processos.

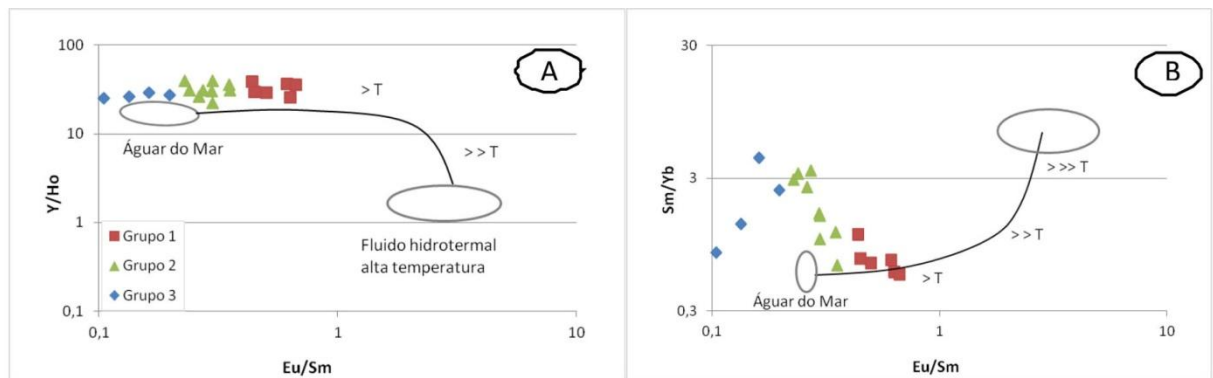
A fonte de Ferro (Fe) e Silício (Si) em BIF tem sido reportada como sendo um problema intrigante (BEUKES; GUTZMER, 2008), sendo a hipótese mais aceita a que considera as dorsais meso-oceânicas ou *hot spot* como possíveis fontes de ferro, podendo liberar estes elementos durante atividades tectônicas (DALSTRA; ROSIERE, 2008).

Estudos têm mostrado que os baixos conteúdos de ETRs das formações ferríferas, juntamente com as anomalias positivas de Eu, indicam que estes elementos, junto com Fe e Si, foram depositados sob forte influência de soluções hidrotermais (MANIKYAMBA; BALARAM; NAQVI, 1993). De acordo com Olivarez e Owen (1991), a intensidade da absorção dos ETR pelos precipitados hidrotermais é proporcional à concentração em ETRs das fases fluidas e, desta forma, estes são rapidamente retirados das soluções hidrotermais e o Eu é absorvido muito mais rapidamente em relação aos outros ETRs. A intensidade da anomalia de Eu está relacionada com a temperatura dos fluidos hidrotermais (BAÚ; DULSKI, 1996 (b) em que temperaturas $>250^{\circ}\text{C}$ gerariam $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) >1$, enquanto que temperaturas mais baixas ($<250^{\circ}\text{C}$) dariam origem a $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 1$. Assim, os valores das anomalias de Eu e a assinatura geoquímica observados em BIFs são correlatos aos fluidos oriundos de fumarolas (vents), que são originados nas proximidades do eixo das cadeias meso-oceânicas, sendo que a anomalia de Eu se torna cada vez mais parecida com a da água do mar com o aumento da distância da fonte hidrotermal (LEYBOURNE, 2006). As anomalias positivas de Eu indicam proximidade da fonte, enquanto que as anomalias negativas são interpretadas como depositadas em posições distais das fontes hidrotermais ou fontes de temperatura mais baixa (SHIMIZU; UMEMOTO; MASUDA; APPEL, 1990).

A presença de anomalias negativas de Ce^* indica que, pelo menos localmente, o teor de oxigênio na bacia de deposição das formações ferríferas da Sequência Vulcano-Sedimentar Serra Caiada era alto o suficiente para a formação de Fe (III) e alto o suficiente para uma estabilização significativa de compostos de Ce (IV). Para algumas amostras, não se observa anomalias nem positivas nem negativas sugerindo um ambiente de oxidação intermediária, tendendo para porções mais profundas da bacia.

As diferenças entre a distribuição ETR, definidas pela razão Y/Ho e Eu/Sm (Figura 26–A) e Sm/Yb e Eu/Sm (Figura 26–B), nos diferentes grupos de formações ferríferas no MSJC, sugerem uma maior participação de fluidos de mais alta temperatura para o Grupo 1, o que corrobora com os dados apresentados anteriormente.

Figura 26 – (A) Y/Ho versus Eu/Sm indicando campos que possuem contribuição de fluidos de alta temperatura de águas oceânicas mais rasas, Alexander et al., 2008; (B) Eu/Sm versus Sm/Yb, indicando campos que possuem contribuição de fluidos de alta temperatura (>350 C°) e campos que mais se aproximam de água oceânicas mais rasas (<500 m), Bau e Dulski, 1999



A correlação negativa mostrada pelo $\text{Eu}/\text{Eu}^* \times \sum \text{ETR}^*$ parece confirmar a sugestão de que parte das amostras com anomalias positivas de Eu se encontra próxima da fonte, onde as soluções hidrotermais são mais diluídas (Figura 27–A). Note-se a semelhança das amostras do Grupo 1 com a média de amostras de formações ferríferas de Isua 3,7 Ga, e a semelhança de amostras do Grupo 2 e 3 com a média de amostras de formações ferríferas de Kuruman datadas em 2.5 Ga. O digrama $Y \times \sum \text{ETR}$ (ppm) (Figura 27–B) corrobora com a hipótese de que as amostras com maior influência de águas continentais possuem um maior enriquecimento em ETR, principalmente para o Grupo 3 e parte do Grupo 2. Assim, a existência de três grupos de amostras pode ser atribuída à variação da temperatura de fontes hidrotermais (fumarolas) ou à diluição das salmouras hidrotermais pelas águas oceânicas.

Elementos traços também podem ser usados para estabelecer campos relativos às fontes envolvidas nas fontes relacionadas à gênese de BIFs e para os depósitos hidrotermais e sedimentos metalíferos depositados no fundo oceânico, como é o caso dos gráficos de Bonnot-Courtois (1981), Corliss, Lyle e Dymond (1978) e Dymek e Klein (1989), que são baseados em diagrama de correlação entre $(\text{Co} + \text{Cu} + \text{Ni})$ e $(\text{La} + \text{Ce} + \text{Nd} + \text{Sm} + \text{Eu} + \text{Tb} + \text{Yb} + \text{Lu})$ (Figura 28–A). As amostras do MSJC, quando plotadas neste gráfico, mostram que as rochas do Grupo 1 são mais proximais às fontes mantélicas e as dos Grupos 2 e 3 são mais

distais a estas fontes. No geral, as amostras apresentam somatório de Cobalto (Co), Cobre (Cu) e Níquel (Ni), dentro do campo dos depósitos hidrotermais (Grupos 1 e 2).

Semelhante interpretação é sugerida no Diagrama com base Ce/Ce* vs Eu/Eu* (Figura 28–B), em que se consegue distinguir formações ferríferas sob maior ou menor influência de fontes hidrotermais e contribuições detríticas.

Figura 27 – (A) Diagrama mostrando correlação negativa entre Eu/Eu* e o somatório dos elementos terras raras normalizados ao condrito: Isua, 3,7 Ga (Dauphas, 2007), e Kuruman, 2,5Ga (Pickard, 2003); (B) Diagrama Y versus Σ ETR. Notar Grupos 1, 2 e 3

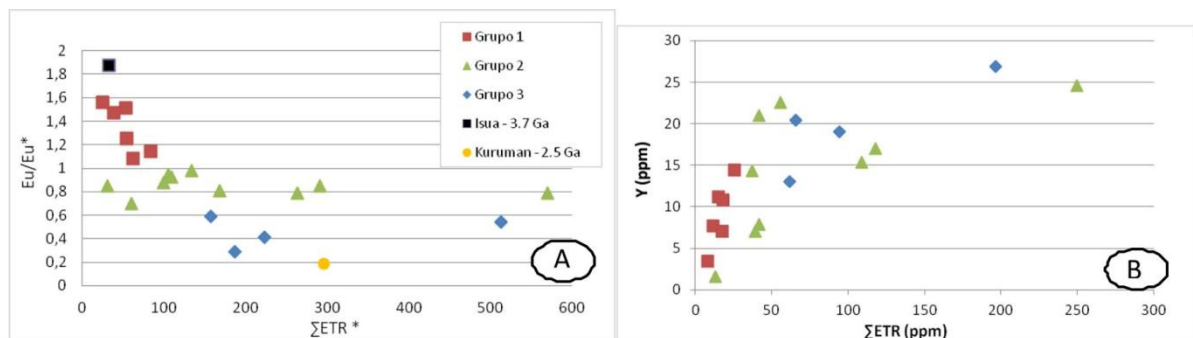
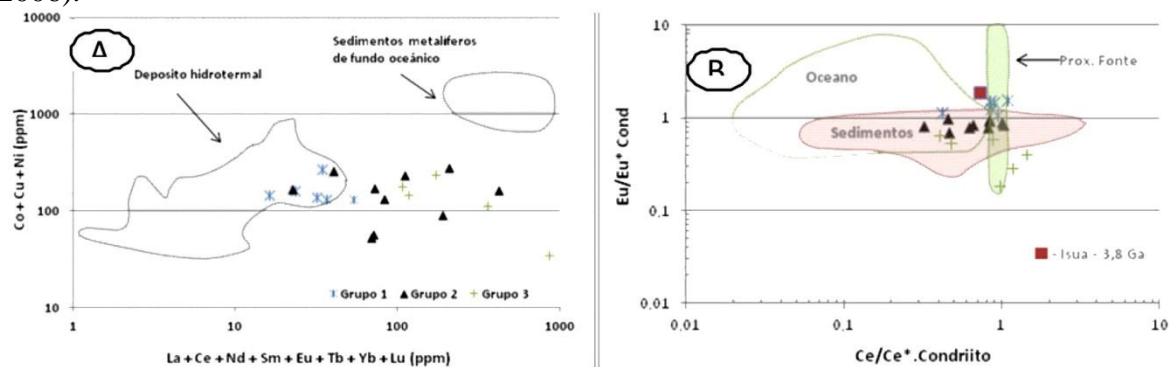


Figura 28 – (A) Diagrama binário de (Co + Cu + Ni) versus (La + Ce + Nd + Sm + Eu + Tb + Yb + Lu), com o campo dos depósitos hidrotermais e sedimentos metalíferos de fundo oceânico (Dymek; Klein, 1998); (B) Diagrama Ce/Ce* vs Eu/Eu* indicando campos de influência da fonte hidrotermal e contribuição detrítica em formações ferríferas (Leybourne, 2006).



A hipótese da influência de fontes hidrotermais e a contribuição detrítica durante a época de precipitação das formações ferríferas na bacia, também pode ser rastreada através da relação entre Y/Ho vs Pr/Pr*. Os dados das formações ferríferas do MSJC indicam que parte delas foi depositada em bacias que possuem alguma contribuição detrítica e cuja oxidação era alta o suficiente para estabilizar o Ce⁺⁴ e precipitar o Fe⁺³. A presença de anomalias negativas de Ce* indica que, pelo menos localmente, o teor de oxigênio na bacia de deposição das formações ferríferas da Sequência Vulcano-Sedimentar Serra Caiada era alto o suficiente para

a formação de Fe (III) e para uma estabilização significativa de compostos de Ce (IV). Para algumas amostras, não se observam anomalias nem positivas nem negativas sugerindo um ambiente de oxidação intermediária tendendo para porções mais profundas da bacia. A correlação positiva existente entre Ce/Ce* e Y/Ho é inversamente proporcional, sugerindo uma variação de profundidade no ambiente deposicional, onde valores de Ce/Ce* $\ll 1$ e Y/Ho >30 indicam ambientes menos oxidantes e profundos; e valores de Ce/Ce* <1 e Y/Ho <30 indicam ambientes mais oxidantes em zonas mais rasas.

Nossas amostras apresentam razões Y/Ho variando entre 25 e 40; assim, a razão Y/Ho típica da água do mar fica hoje entre 60 e 90, enquanto os valores para águas continentais se situam mais próximos dos valores crustais (26-27), mas bem abaixo dos marinhos (FRIMMEL, 2009). Logo, as razões encontradas podem indicar uma mistura expressiva de fontes proximais e distais no período de deposição das formações ferríferas no MSJC.

As BIFs arqueanas são caracterizadas por anomalia positiva de Eu; já para as FFs proterozóicas, a anomalia de Eu tende a desaparecer enquanto as anomalias positivas e negativas de Ce são características (KLEIN, 2005; ALEXANDER et al., 2009). Esta hipótese é reforçada pelas relações Eu/Eu* vs TDM (Ga) (Figura 29–A) e Y/Ho vs TDM (Ga) (Figura 29–B) onde, para amostras com idade TMD menor que 3,0 Ga, a razão Y/Ho <30 sugere uma maior contribuição continental e valores negativos de Eu, indicam fontes de menor temperatura.

Amostras com idades TDM maior que 3,0 Ga possuem as duas razões, Y/Ho >30 e Y/Ho <30 e valores positivos de Eu, sugerindo fontes de maior temperatura e menor contribuição continental. As amostras de menor razão Y/Ho são representadas por amostras dos Grupos 2 e 3, sugerindo contribuições continentais. Por outro lado, as de maior razão Y/Ho, representadas pelo Grupo 1 e parte do 2, são interpretadas como depositadas em uma porção mais proximal da fonte vulcanogênica. Assim, a correlação Eu/Eu* vs Y/Ho* e Pr/Pr* vs Eu/Eu, mostrada anteriormente, indica que anomalias de Eu independem do grau de contribuição detrítica.

Interpretações similares também podem ser obtidas para os elementos traços, onde teores relativamente elevados de Zircônio (Zr) e Háfio (Hf) (Figura 30–A) são encontrados nas formações ferríferas do Grupo 2, sendo considerados como depositados em zonas mais distais da fonte hidrotermal ou fontes de mais baixa temperatura. Já as amostras do Grupo 1, definidas como depositadas próximas à fonte hidrotermal, possuem teor relativamente mais

baixo em Zr e Hf, sugerindo uma fonte mantélica na deposição destas rochas. Observa-se, também, correlação semelhante na relação Nd vs Al₂O₃ (Figura 30–B) onde as amostras do Grupo 1 mostram menor teor de Nd em relação às amostras dos Grupos 2 e 3, podendo a contribuição detrítica ser evidenciada em rochas com maiores teores de Al₂O₃, Zr, Hf e Nd. As amostras do Grupo 3 têm maior quantidade de alumínio refletindo maior contribuição crustal.

Figura 29 – (A) Diagrama Eu/Eu* versus TDM (Ga); (B) Diagrama Y/Ho versus TDM (Ga) indicando a relação Y/Ho acima e idade TDM

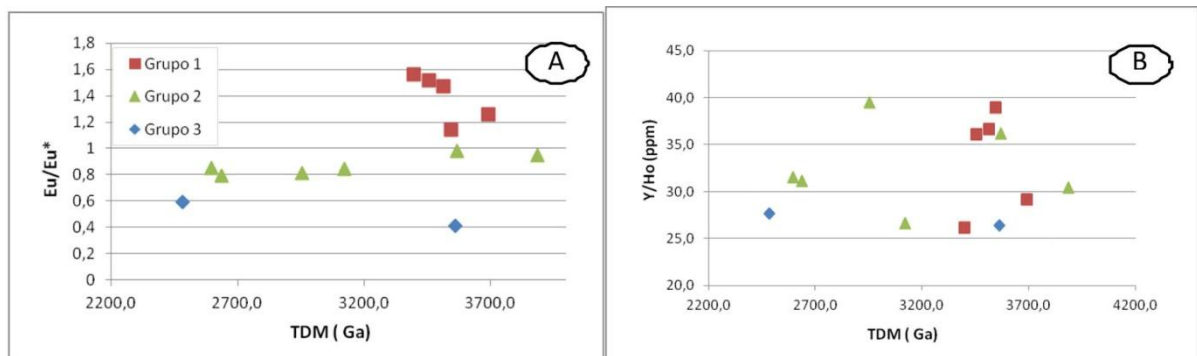
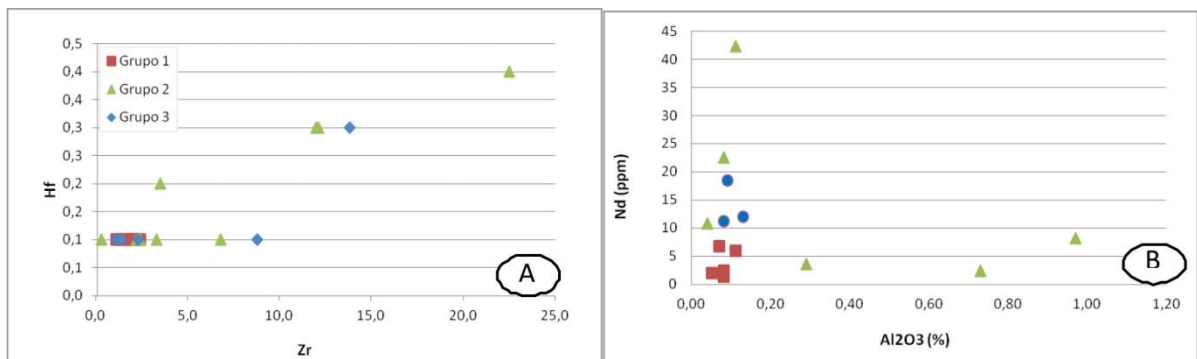


Figura 30 – Diagramas bivariantes para amostras de FFs dp MSJC. (A) Diagrama bivariante Hf (ppm) versus Zr (ppm); (B) Diagrama bivariante Nd (ppm) versus Al₂O₃ (ppm)



Nos diagramas Ba, Zr e Al₂O₃ apresentados anteriormente, nota-se que a variação de elementos traços evidencia uma perturbação no sistema, para os Grupos 2 e 3, e o Grupo 1 coerente com fonte mantélica. Para os elementos maiores, a variação na concentração de Fe mostra que o Grupo 1 é homogêneo e nos Grupos 2 e 3 ocorre uma maior dispersão MgO, Sc, e Al₂O₃, evidenciando um sistema perturbado.

Os dados de isotópos de Sm-Nd apresentados para as rochas do MSJC, também revelam informações importantes sobre suas fontes e sobre a idade de deposição destas

rochas. A idade absoluta de 3,751 Ga obtida por isócrona Sm-Nd e os valores de ϵNd (3,7 Ga) positivos são indicativos de uma fonte mantélica dominante na deposição destas rochas.

Poucos dados sobre formações ferríferas com mais de 3,0 Ga estão disponíveis na literatura e os existentes se referem a amostras de formações ferríferas de Isua, com idade de 3,7 Ga. Para estas rochas, os dados ϵNd (3,7Ga) estão em torno de + 2,5 (FREI; POLAT, 2007). Os valores de ϵNd (T) positivos, quando associados com anomalias positivas de Eu, sugerem fontes a partir de sistemas hidrotérmicos de alta temperatura (ALEXANDER et al., 2008). Esta tendência parece diminuir para as formações ferríferas mais jovens do que 2,6 Ga, onde valores negativos ϵNd (T) e anomalias menos expressivas de Eu são frequentes (BAU; MÖLLER, 1993), no entanto existem alguns exemplos de formações ferríferas arqueanas-paleoproterozóicas que exibem valores de ϵNd (T) inferior a -1,5, o que pode ser interpretado como contribuição de fontes mais diferenciadas (ALEXANDER et al., 2008).

Processos pós-deposicionais relacionados a metamorfismo e abertura do sistema podem ser perseguidos em gráficos usando elementos traços. As amostras dos Grupos 2 e 3 com sistema perturbado e mais metamorfizadas apresentam maiores teores de Rb (Figura 31). A perturbação do sistema isotópico Sm-Nd foi evidente nas amostras estudadas, principalmente nos Grupos 2 e 3. Uma hipótese alternativa é que as amostras destes grupos não sejam cogenéticas com as demais e representem um outro evento de deposição mais jovem dentro do MSJC, provavelmente entre 2,5 e 2,2 Ga.

Ao simular a variação de ϵNd (T) para o Paleoproterozóico e o Arqueano versus a concentração de Fe_2O_3 (Figura 32) nas amostras, vê-se que não existe uma relação direta: ϵNd (T) são positivos para o arqueano e se o sistema fosse proterozóico seria tudo derivado de crosta continental com valores negativos, o que é incoerente com os outros dados obtidos.

Figura 31 – Diagramas bivariantes para amostras de FFs do Maciço São José do Campestre (MSJC)

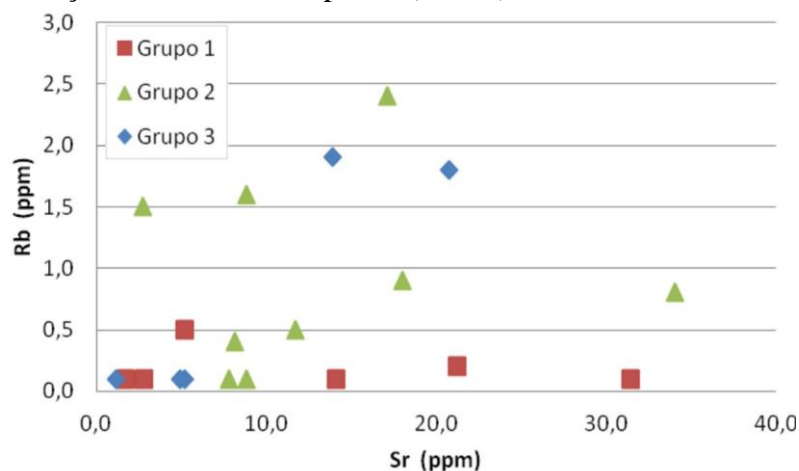
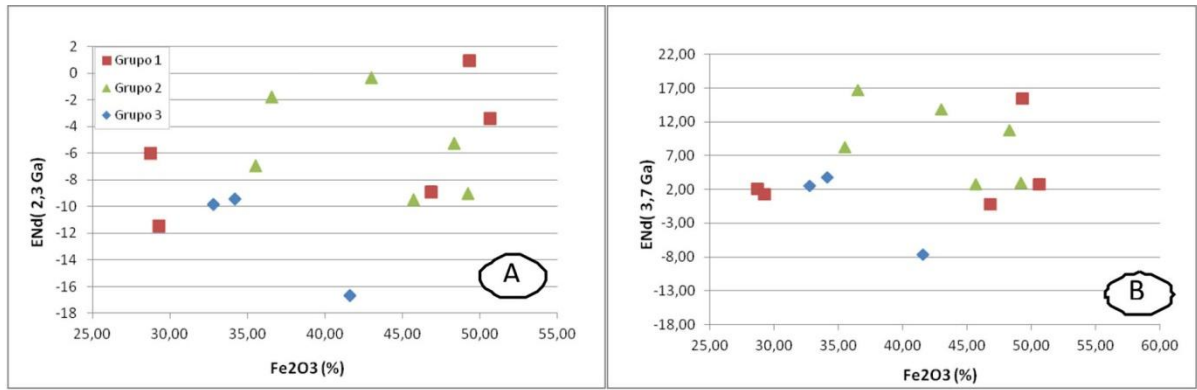


Figura 32 – (A) Simulação para ϵNd (2,3 Ga); (B) Simulação para ϵNd (3,7 Ga)

CONCLUSÕES

Nas formações ferríferas estudadas do MSJC, a magnetita é o óxido de ferro predominante. As BIFs são constituídas quase que exclusivamente por Fe, Si e O, nos quais Fe₂O₃ e SiO₂ somados variam entre 91,78 e 99,88 % com teores médios de Fe entre 20 e 41%.

A isócrona Sm-Nd obtida para estas rochas, construída principalmente por rochas do Grupo 1, sugere uma idade de 3,7 Ga (Paleoarqueano) que podem ser interpretadas como referentes à época de deposição destes sedimentos marinhos e os valores de ϵ_{Nd} (3,7 Ga) +0,1 e +4,5 sugerem uma área de fonte mantélica dominante para estas rochas. As demais amostras (Grupos 2 e 3) não são cogenéticas, onde idades modelo TDM variando de 2,4 e 2,7 Ga, podem ser interpretadas como eventos que causaram a perturbação no sistema isotópico ou por épocas distintas de formação de BIFs. De fato, as formações ferríferas da Porção Norte do MSJC sugerem um *input* hidrotermal diversificado.

As anomalias positivas de Eu revelam a existência de um componente hidrotermal de alta temperatura na água do mar arqueano São José do Campestre, enquanto que as variações observadas nas razões (Eu/Eu*) devem indicar mudanças no tempo e no espaço da atividade das fumarolas no fundo da bacia. A presença de anomalias negativas de Ce, no terceiro grupo, juntamente com a relação Y/Ho <30, sugere que, em algum momento, o mar ali existente era mais oxidado e possuía contribuição detrítica. As amostras dos Grupos 1 e 2 com anomalias positivas de Eu, relação Y/Ho >30 e anomalias positivas de Ce/Ce* sugerem a presença de ambiente redutor, com pouca ou nenhuma contribuição detrítica e *input* hidrotermal de mais alta temperatura.

Dessa forma propõe-se que no oceano São José do Campestre tenha havido diversas fumarolas atuando por longo período de tempo. As anomalias positivas de Európio (Eu/Eu* = 1,07 e 1,55) exibidas pelas BIFs (Grupo 1) se assemelham, sobremaneira, àquelas apresentadas pelas BIFs arqueanas do tipo Algoma. Os valores de Eu (Eu/Eu* = 0,69 a 0,97) (Grupo 2), podem ser interpretados como zonas da bacia onde soluções hidrotermais apresentavam temperaturas mais baixas e/ou regiões mais afastadas do campo hidrotermal, sugestivas de condições de transição entre os ambientes redutores característicos do Arqueano (CLOUD, 1973; MEL'NIK, 1982) e as condições oxidantes dos oceanos do final do Arqueano/Paleoproterozóico. Os valores (Eu/Eu* = 0,29 a 0,64) assemelham-se aos das BIFs (Grupo 3) paleoproterozóicas do tipo Lago Superior (Eu/Eu* <1), onde as anomalias negativas são interpretadas como decorrentes da pequena participação dos fluidos

hidrotermais no ambiente de deposição das BIFs. Modelos de oceano arqueano, propõem mares rasos com dorsal meso-oceânica mais elevada do que as atuais, de modo que as plumas hidrotermais pudessem ser injetadas até as águas mais rasas, atingindo as plataformas.

Com relação à economicidade dos depósitos de Ferro estudados, destaca-se a ocorrência de Fe de Bom Jesus, pela sua dimensão 2,5 km x 100m, entretanto, analisando unicamente os dados químicos disponíveis, as ocorrências se assemelham aos itabiritos anfibolíticos do Quadrilátero Ferrífero e do Grupo Colomi, do Extremo Norte da Bahia, os quais constituem ainda, uma reserva estratégica. Os teores baixos de Alumínio (Al) e Fósforo (P) influenciam positivamente nos processos de separação da sílica e de concentração do Ferro, especialmente, em meio aquoso, contribuindo para o seu melhor aproveitamento econômico.

Vale ressaltar que, em função do caráter preliminar deste trabalho, poderão ser reconhecidas, principalmente na Porção Sul do MSJC, outras fácies sedimentares típicas de ambiente plataformal profundo a raso, contribuindo, assim, para um melhor entendimento da bacia de deposição das formações ferríferas, bem como para uma melhor avaliação do seu potencial econômico.

REFERÊNCIAS

- ABBOTT, D.; ISLEY, A. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time. **Journal of Geodynamics**, v. 34, n. 2, p. 265-307 sept. 2002.
- ALEXANDER, B. G.; BAU, M.; ANDERSSON, P.; DULSKI, P. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 72, n. 2, p. 378-394, 2008.
- ALEXANDER, B. G.; BAU, M.; ANDERSSON, P. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 283, p. 144-145, 2009.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, n. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. **Províncias estruturais brasileiras**. In: SBG/ Núcleo Nordeste, NE, 8, Campina Grande, 1977. p. 363-391.
- BAU, M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 123, n. 3, p. 323-333, 1996.
- BAU, M. Effects of syn-depositional and postdepositional processes on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. **European Journal of Mineralogy**, v. 5, p. 257-267, apr. 1993.
- BAU, M.; DULSKI, P. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. **Chem. Geol.**, n. 155, p. 77-90, 1999.
- BAU, M.; DULSKI, P. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. **Chemical Geology**, v. 155, n. 1-2, p. 77-90, march 1996a.
- BAU, M.; DULSKI, P. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. **Precambrian Research**, v. 79, n. 1-2, p. 37-55, jul. 1996b.
- BAU, M.; KOSCHINSKY, A. Hafnium and neodymium isotopes in seawater and ferromanganese crusts: the "element perspective". **Earth Planet. Sci. Lett.**, n. 241, p. 952-961, 2006.

BAU, M.; KOSCHINSKY, A.; DULSKI, P.; HEIN, J. R. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare-earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. **Geochim. Cosmochim. Acta**, n. 60, p. 1709–1725, 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. **Geochim. Cosmochim. Acta**, n. 57, p. 2239–2249, 1993.

BEKKER, A.; HOLLAND, H. D.; WANG, P-L.; RUMBLE, D. III; STEIN, H. J.; HANNAH, J. L.; COETZEE, L. L.; BEUKES, N. J. Dating the rise of atmospheric oxygen. **Nature**, n. 427, p. 117–120, 2004.

BEKKER, A.; SLACK, J.; PLANAVSKY, N.; KRAPEŽ, B.; HOFMANN, A.; KONHAUSER, K.; ROUXEL, O. Iron formation: the sedimentary product of the complex interplay among mantle, tectonic, and biospheric processes. **Economic Geology**, v. 105, n. 3, p. 467-508, may 2010.

BEN OTHMAN, D.; FOURCADE, S.; ALLÉGRE, C. J. Recycling process in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematic. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 69, n. 2, p. 290-300, aug. 1984.

BEUKES, N. Biogeochemistry: early options in photosynthesis. **Nature**, n. 431, p. 522-523, sept. 2004.

BEUKES, N.; GUTZMER, J. Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean–Paleoproterozoic boundary. In: HAGEMANN, C. et al. Banded iron formation-related high-grade iron ore. **Reviews in Economic Geology**: automated graphic systems, 2008. p. 5-47.

BEUKES, N. J.; KLEIN, C. Geochemistry and sedimentology of a facies transition – from microbanded to granular ironformation – in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. **Precambrian Res**, v. 47, n. 1-2, p. 99-139, apr. 1990.

BEUKES, N. J.; KLEIN, C. Models for iron-formations deposition. In: SCHOPF, J. W.; KLEIN, C. (Eds.). **The proterozoic biosphere**: a multidisciplinary study. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. p. 147-151.

BONNOT-COURTOIS, C. Distribution des terres rares dans les depots hydrothermaux de la zone FAMOUS et des Galapagos: comparaison avec les sediments metalliferres. **Marine Geology**, v. 39, n. 1-2, p. 1-14, jan. 1981.

BOLHAR, R.; KAMBER, B.; MOORBATH, S.; FEDO, C.; WHITEHOUSE, M. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. **Earth and Planet: Sci. Lett**, v. 222, n. 1, p. 43-60, may 2004.

BRITO NEVES, B. B.; DOS SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic evolution of South America**. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 2000. p. 151–182.

CATÁLOGO DE PROJETOS AEROGEOFÍSICOS (CPRM). **Levantamentos aerogeofísicos**. Geologia. Catálogo geral de produtos e serviços. 2.ed. ampl. 1995. 345p.
CABY, R. Precambrian terranes of Benin: Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. **Geological Society of America**. Special Paper, v. 230, p.145-158, 1989.

CEES. **On the Origin of Life and Beyond- introductions and debate (18:00)**. Disponível em: <<http://www.cees.uio.no/darwin/cees/20-march-2009-litteraturhuset.html>>. Acesso em: 09 mar. 2011.

CHOWN, E. H.; N'DAH, E.; MUELLER, W. U. The relation between iron-formation and low temperature hydrothermal alteration in an Archean volcanic environment. **Precambrian Research**, v. 101, n. 2-4, p. 263–275, jun. 2000.

CLOUD, P. Paleoecological significance of the banded iron-formation. **Economic Geology**, v. 68, n. 7, p. 1135-1143, nov. 1973.

CORLISS, J. B.; LYLE, M.; DYMOND, J. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. **Earth Planetary Science Letters**, v. 40, n. 1, p. 12-24, jun. 1978.

COSTA, L. P. **Caracterização das seqüências metavulcanossedimentares da porção leste da Província Mineral Carajás, Pará**: unpublished M.Sc. dissertation. Belo Horizonte: UFMG, 2007. 113p.

DALSTRA, H.; ROSIERE, C. A. Structural controls on high-grade iron ores hosted by banded iron formation: a global perspective: In: HAGEMANN, S.; ROSIERE, C.; GUTZMER, J.; BEUKES, N. J. (Ed.). Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore, **Reviews in Economic Geology**, v. 15, p. 73-106, 2008.

DANTAS, E. L. **Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE Brasil**. 1997, Rio Claro. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, São Paulo, 1997. 256p.

DANTAS, E. L.; CORDANI, U.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; NUTMAN, A. P. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, XVI. **Boletim 14**, Recife, 1995. p. 319-342. p. 423-427.

DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, northeast Brazil. **Revista Brasileira Geociência**, v. 28, n. 2, p. 221-228, jun. 1998.

- DANTAS, E. L.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B. Crustal Nd isotopic evolution and differentiation during Archean and Paleoproterozoic of the Caldas Brandão Massif, NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXIX. **Anais...** Salvador, 1996. v. 6, p. 495-498.
- DANTAS, E. L.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; BRITO NEVES, B. B. de; CORDANI, U.; NUTMAN, A. P.; WILLIAMS, I. S. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research**, v. 130, n. 1-4, p. 113-137, apr. 2004.
- DAUPHAS, N.; VAN ZUILEN, M.; BUSIGNY, V.; LEPLAND, A.; MEENAKSHI WADHWA, M.; JANNEY, P. E. Iron isotope, major and trace element characterization of early Archean supracrustal rocks from SW Greenland: protolith identification and metamorphic overprint. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, n. 19, p. 4745-4770, oct. 2007.
- DAVY, R. A contribution on the chemical composition of precambrian iron-formation: Part A. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Ed.). **Iron formation: facts and problems**. Amsterdam: Elsevier, 1993. p. 325-342.
- DEPAOLO, D. J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. **Journal of Geophysical Research**, n. 86, p. 10470-10488, 1981.
- DICKIN, A. P. Nd isotope mapping of a cryptic continental suture, Grenville Province of Ontario. **Precambrian Research**, v. 91, n. 3-4, p. 433-444, aug. 1998.
- DIMROTH, E. Aspects of the sedimentary petrology of cherty iron formation. In: WOLF, K. H. **Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits**. Amsterdam: Elsevier, 1976. v. 7, p. 203-254.
- DØSSING, L. N.; FREI, R.; STENDAL, H.; MAPEO, R. B. M. Characterization of enriched lithospheric mantle components in ~2.7Ga Banded Iron Formations: an example from the Tati Greenstone Belt, Northeastern Botswana. **Precambrian Research**, v. 172, n. 3-4, p. 334-356, aug. 2009.
- DYMEK, R. F.; KLEIN, C. Chemistry, petrology, and origin of banded iron formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. **Precambrian Research**, v. 39, n. 4, p. 247-302, aug. 1998.
- EVENSEN, N. H.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorite. **Geochim. Cosmochim. Acta**, n. 42, p. 1199-1212, 1978.
- FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NETO, J. A. N.; HENRIARTHAUD, M. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent **Atlantica** – **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 102-106, 2000.
- FRANKLIN, J. M.; GIBSON, H. L.; JONASSON, I. R.; GALLEY, A. G. Volcanogenic massive sulfide deposits: **Economic Geology**, v. 100th Anniversary, p. 523–560, 2005.

- FREI, R.; DAHL, P. S.; DUKE, E. F.; FREI, K. M.; HANSEN, T. R.; FRANDSSON, M. M.; JENSEN, L. A. Trace element and isotopic characterization of Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): assessment of chemical change during 2.9–1.9Ga deposition bracketing the 2.4–2.2Ga first rise of atmospheric oxygen. **Precambrian Research**, v. 162, n. 3-4, p. 441-474, may 2008.
- FREI, R.; POLAT, A. Source heterogeneity for the major components of ~3.7 Ga banded iron formations (Isua Greenstone Belt, Western Greenland): Tracing the nature of interacting water masses in BIF formation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 253, n. 1-2, p. 266-281, jan. 2007.
- FRIMMEL, H. E. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. **Chemical Geology**, n. 258, p. 338–353, 2009.
- FRYER, B. J. Rare earth elements in iron-formation. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Eds.). **Iron-formation: facts and problems**. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 1983. p. 345-358.
- FRYER, B. J. Rare-earth elements in iron-formation (Part B). In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Ed.). **Iron formation: facts and problems**. Amsterdam: Elsevier, 1993. p. 345-357.
- FURNES, H.; ROSING, M.; DILEK, Y.; WIT, M. de. Isua supracrustal belt (Greenland): a vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology. **Lithos**, v. 113, n. 1-2, p. 115-132, nov. 2009.
- GIOIA, S. M. C. L.; PIMENTEL, M. M. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, v. 72, n. 2, p. 219-245, 2000.
- GONZÁLEZ, P. D.; SATO, A. M.; LLAMBÍAS, E. J.; PETRONILHO, L. A. Petrology and Geochemistry of the banded iron formation in the Eastern Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina): Implications for the evolution of the Nogolí Metamorphic Complex. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 28, n. 2, p. 89-112, aug./sept. 2009.
- GOODWIN, A. M.; THODE, H. G.; CHOU, C.-L.; KARKHANSIS, S. N. Chemostratigraphy and origin of the late Archean siderite-pyrite-rich Helen Iron Formation, Michipicoten belt, Canada. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 22, n. 1, p. 72-84, 1985.
- GROSS, G. A. Primary features in cherty iron-formations. **Sedimentary Geology**, v. 7, n. 4, p. 241-261, may 1972.
- GROSS, G. A. Stratiform iron. In: ECKSTRAND, O. R.; SINCLAIR W. D.; THORPE, R. I. (Ed.). **Geology of Canadian Mineral Deposit Types**. Ottawa: Geological Survey of Canada, 1996. p. 41-54. (Geology of Canada, 8).
- GROSS, G. A. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. In: KIEV SYMPOSIUM, 20-25 august 1970 – Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. **Proceedings...** Paris, Unesco Earth Sciences, n. 9, 1973, p. 15-21.

- GROVES, D. I.; FOSTER, R. P. Archaean lode gold deposits. In: FOSTER, R. P. (Ed.). **Gold metallogeny and exploration**. London: Blackie, 1991. p. 63-103.
- HAMADE, T.; KONHAUSER, K. O.; RAISWELL, R.; GOLDSMITH, S.; MORRIS, R. C. Using Ge/Si ratio to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. **Geology**, v. 31, n.1. p. 35-38, jan. 2003.
- HOPPE, A.; SCHOBENHAUS, C.; WALDE, D. H. G. Precambrian iron formation in Brazil. In: APPEL P. W.; LABERGE (Ed.). **Precambrian iron formations**. 1987. p. 347-390.
- JACOBSEN, S. B.; PIMENTEL-KLOSE, M. R. A Nd isotopic study of the Hamersley and Michipicoten banded iron formations: the source of REE and Fe in Archean oceans. *Earth Planet. Sci. Lett*, v. 87, n. 1-2, p. 29-44, jan. 1988a.
- JACOBSEN, S. B.; PIMENTEL-KLOSE, M. R. Nd isotopic variations in Precambrian banded iron formations. **Geophys. Res. Lett.**, v. 15, n. 4, p. 393-396, 1988b.
- JAMES, H. L. **Distribution of banded iron-formation in space and time**. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Ed.). **Iron formation: facts and problems**. Amsterdam: Elsevier, 1993. p. 471-490.
- JAMES, H. L. Sedimentary facies of iron formations. **Econ. Geol.**, Lancaster, v. 3, n. 49, p. 235-293, 1954.
- JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana**, Unpublished Ph.D. Thesis. Brasília: UnB, 1994. 803p.
- KLEIN, C. Diagenesis and Metamorphism of Precambrian Banded Iron-Formation. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Ed.). **Iron formation: facts and problems**. Amsterdam: Elsevier, 1993. p. 417-465.
- KLEIN, C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. **American Mineralogist**, v. 90, n. 10, p. 1473-1499, oct. 2005.
- KLEIN, C.; BEUKES, N. J. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to ironformation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. **Economic Geology**, v. 84, n. 7, p. 1733-1774, nov. 1989.
- KONHAUSER, K. O.; HAMADE, T.; RAISWELL, R.; MORRIS, R. C.; FERRIS, F. G.; SOUTHAM, G.; CANFIELD, D. E. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? **Geology**, v. 30, n. 12, p. 1079-1082, dec. 2002.
- KUMP, L. R., SEYFRIED JR., W. E. Hydrothermal fluxes during the Precambrian: effect of low oceanic sulfate concentrations and low hydrostatic pressure on the composition of black smokers. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 235, n. 3-4, p. 654-662, jul. 2005.

LASCELLES, D. F. Black smokers and density currents: a uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations. **Ore Geology Reviews**, v. 32, n. 1-2, p. 381-411, sept. 2007.

LEAKE, B. E.; WINCHELL, H. Nomenclature of amphiboles. **American Mineralogist**, v. 63, n. 11-12, p. 1023-1052, 1978.

LEYBOURNE, M. I.; COUSENS, B. L. Rare earth elements (REE) and Nd and Sr isotopes in groundwater and suspended sediments from the Bathurst Mining Camp, New Brunswick: water-rock reactions and elemental fractionation. In: JOHANNESSON, K. H. (Ed.). **Rare Earth Elements in Groundwater Flow Systems**, 2005, p. 254–293. (Water Science and Technology Library, 51).

LEYBOURNE, M. I.; PETER, J. M.; LAYTON-MATTHEWS, D.; VOLESKY, J.; BOYLE, D. R. Mobility and fractionation of rare earth elements during supergene weathering and gossan formation and chemical modification of massive sulfide gossan. **Geochim. Cosmochim. Acta**, n. 70, p. 1097–1112, 2006.

LINDENMAYER, Z. G.; LAUX, J. H.; TEIXEIRA, J. B. G. Considerações sobre as origens das formações ferríferas bandadas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, p. 21-28, mar. 2001.

MANIKYAMBA, C.; BALARAM, V.; NAQVI, S. M. Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded iron formation (banded iron-formation) of the Archean Sandurgreenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, Índia. **Precambrian Research**, v. 61, n. 1-2, p. 137-164, feb. 1993.

MAU, M.; KOSCHINSKY, A. Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide: Evidence from the distribution of rare earth elements and yttrium between Fe oxides and Mn oxides in hydrogenetic ferromanganese crusts. **Geochemical Journal**, v. 43, p. 37-47, 2009.

MEL'NIK, Y. P. **Precambrian Banded Iron-Formations: Physicochemical Conditions of Formation**. Amsterdam: Elsevier, 1982. 310p.

MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUNDANT, M.; ALBARADE, F. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs internal aspect of crustal evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 49, n. 2, p. 601-610, feb. 1985.

MILISENDA, C. C.; LIEWA, T. C.; HOFMANN, A. W.; KÖHLER, H. Nd isotopic mapping of the Sri Lank basement: update, and additional constraints from Sr Isotopes. **Precambrian Research**, v. 66, n. 1-4, p. 95-110, feb. 1994.

MILLER, R. G.; O'NIONS, R. K. Sources of Precambrian chemical and clastic sediments. **Nature**, v. 314, p. 325-330, march 1985.

MOREIRA, J. M.; MEDEIROS, W.; LINS, F. A. P. L.; ARCHANJO, C. J. **Mapa gravimétrico do NE setentrional do Brasil e sua contribuição ao estudo da tectônica da área**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, I. 1990. v. 3, p. 531-537.

MORIMOTO, C. N. Nomenclature of pyroxenes. **Amer. Mineral.**, n. 73, p. 1123-1133, 1988.

MORIMOTO, N.; KITAMURA, M. Q-J diagram for classification of pyroxenes. **Jour. Japan. Assoc. Mineral., Petro. Econ. Geol.**, v. 78, 141. 1983.

MUELLER, W. U., MORTENSEN, J. K. Age constraints and characteristics of subaqueous volcanic construction, the Archean Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt. **Precambrian Research**, v. 115, n. 1-4, p. 119-152, may 2000.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, n. 5, p. 757-775, may 1974.

NASCIMENTO, M. A. L.; SOUZA, Z. S.; NASCIMENTO, R. S. C.; GALINDO, A. C. Química mineral e evolução petrológica do magmatismo alcalino neoproterozóico do maciço São José de Campestre (RN-PB), extremo NE da província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 2, p. 225-236, jun. 2003.

NOTHDURFT, L. D.; WEBB, G. E.; KAMBER, B. S. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 68, n. 2, p. 263-283, jan. 2004.

NOZAKI, Y.; ZHANG, Y. S.; AMAKAWA, H. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. **Earth Planet, Sci. Lett.**, v. 148, n. 1-2, p. 329-340, apr. 1997.

NUTMAN, A. P.; FRIEND, C. R. L.; BENNETT, V. C.; MCGREGOR, V. R. Dating of the Ameralik dyke swarms of the Nuuk district, southern West Greenland: mafic intrusion events starting from c. 3510 Ma. **Journal of the Geological Society**, v. 161, n. 3, p. 421-430, may 2004.

OLIVAREZ, A. M.; OWEN, R. M. The europium anomaly of sea water: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans. **Chemical Geology**, v. 92, n. 4, p. 317-328, oct. 1991.

PARR, J.; YEATS, C.; BINNS, R. Petrology, trace element geochemistry and isotope geochemistry of sulfides and oxides from the PACMANUS hydrothermal field, Eastern Manus Basin, Papua New Guinea. In: YEATS, C. J. (Ed.). Seabed hydrothermal systems of the Western Pacific. **CSIRO Exploration and Mining Report**, vol. 112 f. CSIRO Division of Exploration and Mining, North Ryde, Australia, 2003, pp. 53-57.

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 Res.**, v. 125, n. 3-4, p. 275-315, aug. 2003.

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, n. 3, p. 491-507, jun. 2002.

PIPER, D. Z. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. **Chemical Geology**, v. 14, n. 4, p. 285-304, dec. 1974.

PIRAJNO, F.; BAGAS, L. **A review of Australia's Proterozoic mineral systems and genetic models.** *Precamb. Res.*, 2008, n.166, v.1-4. p. 54-80.

PLANAUSKY, N.; BEKKER, A.; ROUXEL, O. J.; KAMBER, B.; HOFMANN, A.; KNUDSEN, A.; LYONS, T. W. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. ***Geochimica et Cosmochimica Acta***, v. 74, n. 22, p. 6387-6405, nov. 2010.

POLAT, A.; FREI, R. The origin of early Archean banded iron formations and of continental crust, Isua, southern West Greenland. ***Precamb. Res.***, v. 138, n. 1-2, p. 151-175, july 2005.
POSTH, N.; HEGLER, F.; KONHAUSER, K.; KAPPLER, A. Alternating Si and Fe deposition caused by temperature fluctuations in Precambrian oceans. ***Nature Geoscience***, v. 1, n. 10, p. 703-708, 2008.

PUFAHL, P. K.; FRALICK, P. W. Depositional controls on Palaeoproterozoic iron formation accumulation, Gogebic Range, Lake Superior region, USA. ***Sedimentology***, v. 51, n. 4, p. 791-808, aug. 2004.

RICHARD, L. R. **Mineralogical and Petrological Data Processing System. MINPET for Windows.** Version 2.02, 1995. Copyright 1988-1995.

ROY, S.; VENKATESH, A. S. Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis. ***Journal of Earth System Science***, 2009, v. 118, n. 6. p. 619-641, dec. 2009.

SANTOS, E. J. **Ensaio Preliminar sobre terrenos e tectônica Acrescionária na Província Borborema.** In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, 1996, v. 6. p. 47-50.

SHIELDS, G. A.; WEBB, G. E. Has the REE composition of seawater changed over geological time? ***Chem. Geol.*** v. 204, n. 1-2, p. 103-107, 2004.

SHIMIZU, H.; UMEMOTO, N.; MASUDA, A.; APPEL, P. W. U. Sources of iron-formations in the Archean Isua and Malene supracrustals, West Greenland: evidence from La-Ce and Sm-Nd isotopic data and REE. ***Geochim. Cosmochim. Acta***, v. 54, n. 4, p. 1147-1154, 1990.

SLACK, J. F.; CANNON, W. F. Extraterrestrial demise of banded iron formations 1.85 billion years ago: ***Geology***, v. 37, n. 11, p. 1011-1014, 2009.

SPIER, C. A. **Geoquímica e Gênese das Formações Ferríferas Bandadas e do Minério de Ferro da Mina de Águas Claras, Quadrilátero Ferrífero, MG.** Tese (Doutorado em geoquímica e geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005. 298p.

SHIELDS, G.; STILLE, P. (2001) Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. ***Chem. Geol.*** n. 175, p. 29-48.

SURVEY, G. **Iron Formation:** the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. ***Society***, p. 467-508, 2010.

- TAYLOR, D.; DALSTRA, H. J.; HARDING, A. E.; BROADBENT, G. C.; BARLEY, M. E. Genesis of High-Grade Hematite Orebodies of the Hamersley Province, Western Australia. **Economic Geology**, v. 96, n. 4, p. 837-873, jul. 2001.
- TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. **The Continental Crust: its composition and evolution**. Oxford: Blackwell Scientific Publishers, 1985.
- TRENDALL, A. F. Introduction. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Eds.). **Iron-Formation: facts and problems**, 1.11. Amsterdam: Elsevier, 1983.
- TRENDALL, A. F.; BASEI, M. A. S.; DE LAETER, J. R.; NELSON, D. R. Shrimp zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 3. p. 265-277, may 1998.
- TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Ed.). **Iron formation: facts and problems**. Amsterdam: Elsevier, 1993. 558p.
- TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma) Pan African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa**. Leiden: AA Balkema Publishers, 1994. 350p.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPAETHER, P.; BABINSKI, M. U-Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 8, p. 267-288, 1995.
- VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E.; FETTER, A.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M. **Neoproterozoic Age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil**. Anais do XXXIX Cong. Bras. Geol., v. 6; p.152-155, 1995.
- VAUCHEZ, A.; NEVEZ, S.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.; ArtHaud, M.; AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 8, p. 247-266, 1995.
- VERÍSSIMO, C. U. V.; MAGINI, C.; PARENTE, C. V.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ALMEIDA, A. R.; MELO, O. O.; ARTHAUD, M. H.; HAMELAK, G. M. S.; AZEVEDO, L. R. Petrografia e litoquímica das formações ferríferas bandadas da região de Quixeramobim – Boa Viagem, Ceará, Brasil. UNESP, **Geociências**, v. 28, n. 1, p. 43-52, 2009.
- WEBB, G. E.; KAMBER, B. S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 64, n. 9, p. 1557–1565, may 2000.

ANEXOS

Anexo A – Tabela de dados dos Elementos ETR para as Formações Ferríferas de Isua, Groenlândia (Dauphas 2007) e Kuruman, África do Sul (Pickard, 2003)

	Isua 3,7 Ga	Kuruman 2.5 Ga
La	2,507	33,25
Ce	3,302	65,38
Pr	0,36	6,92
Nd	1,443	22,61
Sm	0,309	4,33
Eu	0,248	0,22
Gd	0,523	2,65
Tb	0,079	0,33
Dy	0,607	1,74
Ho	0,152	0,32
Er	0,47	0,95
Tm	0,069	
Yb	0,492	0,9
Lu	0,083	0,14
ETRL	8,169	132,71
ETRP	2,475	7,03
Σ ETR	10,644	139,74

Anexo B – Tabela de dados dos elementos maiores para as Formações Ferríferas de Carajás (Lindenmayer 2001), do Quadrilátero Ferrífero (Spier, 2005), do tipo Superior (Pickard, 2003) e do tipo Algoma (Dauphas 2007)

	Algoma - 3.7 Ga	Superior - 2.5 Ga	Carajas - 2.7Ga	Quadrilátero
SiO ₂	62,53	46,47	40,60	41,74
Al ₂ O ₃	0,5	0,07	0,20	0,18
Fe ₂ O ₃	31,15	22,72	56,76	55,71
MgO	2,08	2,36	0,00	0,14
CaO	2,87	2,89	0,00	0,46
Na ₂ O	0	0,02	0,04	0,00
K ₂ O	0,06	0,03	0,00	<0,01
TiO ₂	0,005	0,00	0,00	<0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,11	0,00	0,13