



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

**GEOQUÍMICA E GÊNESE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS
E METACARBONATOS DA PORÇÃO SUL DO MACIÇO SÃO
JOSÉ DO CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 290

Bruno Santos Figueiredo

Brasília – DF
2012



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB

GEOQUÍMICA E GÊNESE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E METACARBONATOS DA PORÇÃO SUL DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA

Bruno Santos Figueiredo

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

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Elton Luis Dantas

BRASÍLIA – DF
2012

Revisão e Formatação: Vanda Bastos

Ficha catalográfica

Bruno Santos Figueiredo

**GEOQUÍMICA E GÊNESE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E
METACARBONATOS DA PORÇÃO SUL DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO
CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA**

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

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Elton Luis Dantas

Brasília – DF, de de 2012

BANCA EXAMINADORA

Dr. Elton Luis Dantas (Orientador)
Universidade de Brasília - UnB

Dr. José Haroldo da Silva Sá
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Dr. Roberto Ventura
Universidade de Brasília - UnB

Brasília – DF
2012

Dedico este trabalho à mulher que me fundamentou sobre a Rocha,
minha querida, Mãe.
A Deus, toda honra e toda glória.

AGRADECIMENTOS

Graças e louvores a Deus, misericordioso e amável pai.

Aos meus pais e irmãos, personificação do amor divino em minha vida.

Ao meu Orientador, Elton, pelo tempo despendido nesta construção, pelo apoio e por acreditar.

Aos professores do IG, pelos ensinamentos e fundamentação geológica. Sem dúvida, profissionais incríveis que fortalecem esta Instituição.

À CAPES, pela bolsa de estudos.

À professora Lucieth, pelas contribuições no texto.

A toda equipe da Coordenação da Pós, meus sinceros agradecimentos.

Aos mestrandos e doutorandos com os quais tive o prazer de conviver, desejo mais garra para continuar e, assim, de alguma, fortalecermos a ciência no Brasil. Mesmo que a TV não mostre, mesmo que a rádio não toque, aqui vamos nós!!.

E, à galera da Geochronos, aquele abraço!

À galera da laminação, aquele abraço!

À galera de rocha da Bahia no cerrado, aquele abraço!

À calourada que me ajudou, aquele abraço!

Aos amigos da Eagle, pela força.

*“O tempo obliterou tristezas, perturbou sistemas mentais
De todas as formas. Dobrou as linhas do saber,
aflorando em consciência, a necessidade de se reciclar.
Onde o processo evolutivo continua, nunca será o mesmo
e não se desmembrará, das tônicas do que se passou”.*

(BSF)

RESUMO

As características petrográficas e químicas das Formações Ferríferas (FF) e Metacarbonatos do Maciço São José do Campestre (MSJC) no estado do Rio Grande do Norte proveem informações sobre condições físico-químicas dos oceanos arqueanos, refletindo condições deposicionais distais e proximais dos *vents* hidrotermais nos assoalhos oceânicos. As FFs são compostas, principalmente, por magnetita/hematita, quartzo, anfibólio (grunerita-cummingtonita) e piroxênio (hedenbergita). São formadas predominantemente por SiO₂ (37,7 a 66,5 wt.%) e Fe₂O₃ (31,3% e 59,6%) com concentrações muito baixas de Al₂O₃ (0,07 a 1,32%), TiO₂ (0,01 a 0,07%), CaO (0,01 e 1,16%) e MgO (0,03 a 1,52%). Em geral, possuem razões La/Sm_{CN} > 1, Sm/Yb_{PAAS} < 1 e Eu/Sm_{PAAS} > 1 com concentrações totais de ETRY variando entre 6,03 a 106,36 ppm. As características geoquímicas marcam a existência de dois grupos distintos de FFs: as do Grupo I correspondem a ocorrências com as maiores concentrações de ETRY e padrões de distribuições retilíneos, enquanto as do Grupo II mostram um marcado enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. As ocorrências do Grupo I possuem anomalias menos pronunciadas em Eu* e as maiores anomalias negativas em Ce*, enquanto as do Grupo II mostram maiores razões Y/Ho e maiores concentrações em V, Co, Ni e Cu. Ambos os grupos mostram comportamentos geoquímicos similares aos padrões observados em FFs de idade arqueana, principalmente às de Isua (Groenlândia), as FF mais antigas já datadas até o momento. Os trabalhos de mapeamento realizados ao norte da cidade de Tangará, na região do Serrote Preto, permitiram a identificação de três fácies de metacarbonatos denominadas de mármores calcíticos, mármores calci-dolomíticos e mármores dolomíticos. Os mármores calcíticos apresentam concentrações de CaO e MgO entre 34,4% e 47,6% e 3,1% a 15%, respectivamente, maiores concentrações de elementos traços e ETRY, com padrões de enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP e composições isotópicas de δ¹³C variando de -10,1 a -1,7‰ (média de -4,3‰). Os calci-dolomíticos mostram concentrações de CaO entre 30,4% e 36,1% e MgO entre 14,3% e 19,5% com δ¹³C variando de -6,2 a 1,0‰. Já os dolomíticos apresentam uma maior heterogeneidade nos valores dos elementos analisados com concentrações de CaO e o MgO entre 30,2% a 43% e 6,4% a 19,6% respectivamente, com valores de δ¹³C de -3,4 a 1,1‰. A associação destes metassedimentos químicos se complementam para caracterizar condições deposicionais distintas dentro dos mares arqueanos com variáveis condições oxirredox em que o Grupo I de FF associado aos metacarbonatos refletem condições distais, nas plataformas marinhas, e o Grupo II condições de fundo oceânico, em sítios proximais aos vents hidrotermais.

Palavras-chave: Formações Ferríferas. Mármores. Sequência Vulcanossedimentar Serra Caiada. Arqueano.

ABSTRACT

Petrographic and chemical characteristics of the Iron Formations (IF) and Metacarbonates of São José do Campestre Massif (SJCM), in the state of Rio Grande do Norte, provide information about physico-chemical conditions of the Archean oceans. This reflects depositional conditions of distal and proximal portions of hydrothermal *vents* on the ocean floors. The IFs are mainly composed of magnetite/hematite, quartz, amphibole (cummingtonite-grunerite) and pyroxene (hedenbergite). They are composed predominantly of SiO₂ (37.7 to 66.5 wt.%) and Fe₂O₃ (31.3% and 59.6%) with very low concentrations of Al₂O₃ (0.07 to 1.32%), TiO₂ (0.01 to 0.07%), CaO (0.01 to 1.16%) and MgO (0.03 to 1.52%). In general, show La/Sm_{CN} > 1, Sm / Yb_{PAAS} < 1 and I / Sm_{PAAS} > 1, with total REE concentrations varying from 6.03 to 106.36 ppm. The geochemical behavior imprints the existence of two distinct groups: the Group I of IF corresponds to the highest concentrations of REE with linear patterns of distribution _{PAAS}, while the Group II of IF shows an enrichment of LREE towards HREE. The occurrences of the Group I have less pronounced anomalies in Eu* and the largest negative anomalies in Ce*. The IF of the Group II show the highest Y/Ho ratios and the higher concentrations of V, Co, Ni and Cu. Both groups show similar geochemical behavior patterns observed in the Archean IF, especially those of Isua (Greenland), the IF has the oldest dated so far.

The mapping work carried out at north of Tangará city, in the Serra Preta region, allowed the identification of three metacarbonates facies called calcitic marbles, marbles calci-dolomitic and dolomitic marbles. The calcite marbles have concentrations of CaO and MgO between 34.4% to 47.6% and 3.1% to 15% respectively. They have higher concentrations of trace elements and REE patterns with LREE enrichment compared to HREE compositions and δ¹³C ranging from -10.1 to -1.7 ‰ (average -4.3 ‰). The calci-dolomitic marbles have CaO concentrations between 30.4% - 36.1% and MgO between 14.3% - 19.5%, with δ¹³C ranging from -6.2 to 1.0 ‰. The dolomite marbles have a greater heterogeneity in the values of the analyzed elements, with concentrations of CaO and MgO from 30.2% to 43% and 6.4% to 19.6% respectively, and δ¹³C values from -3.4 to 1.1 ‰. The association of chemical metasediments are complementary in the characterization of different depositional conditions within the Archean seas and indicate variable oxy-redox conditions. The Group I of IF and metacarbonates reflect distal conditions, on the shallow waters, and the Group II of IF reflects seafloor and deep water conditions, in regions proximal to the hydrothermal *vents*.

Keywords: Iron Formations. Marbles. Vulcan-sedimentary sequence. Archean.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Ocorrências de Formação Ferrífera Bandada (FFB) do tipo Algoma e Superior ao longo do tempo geológico	20
Figura 2	Modelo para a evolução das condições de oxirredox do oceano baseado em novos dados de REE e isótopos em formações ferríferas com idades entre 3.0 Ga e 1.88 Ga.	22
Figura 3	Diagrama esquemático mostrando mudanças nas posições deposicionais e suas respectivas assinaturas de ETRY em sedimentos arqueanos do Cráton Pilbara, localizado no oeste da Austrália	23
Figura 4	Localização da área de estudo com os limites nos retângulos pretos das Cartas Cartográficas de São José do Campestre – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)	26
Figura 5	Mapa geológico simplificado da Província Borborema mostrando seu contexto tectono-estratigráfico e a localização da área em estudo	28
Figura 6	Mapa geológico do Domínio Rio Grande do Norte	30
Figura 7	Mapa simplificado do Maciço São José do Campestre com delimitação da porção sul e seção esquemática do MSJC	32
Figura 8	Mapa do Maciço São José do Campestre com delimitação da porção sul e seção esquemática do MSJC	43
Figura 9	Mapa de Ocorrências de Formações Ferríferas na porção sul do Maciço São José do Campestre	46
Figura 10	Distribuição de ETR e Y normalizados ao PAAS	52
Figura 11	Gráfico binário entre Y vs Y/Ho	54
Figura 12	Amostras da porção Sul do MSJC em um gráfico (Ce/Ce) vs (Pr/Pr) ...	55
Figura 13	Gráficos de dispersão de elementos maiores de amostras de Formações Ferríferas dos Grupos I e II	58
Figura 14	Gráfico de distribuição de teores de elementos traços normalizados ao PAAS	60
Figura 15	Diagrama de distribuição de elementos traços	61
Figura 16	Mapa Geológico e relação esquemática de campo dos mármores da Região da Serra Preta	62
Figura 17	Distribuição de ETR e Y normalizado ao PAAS dos Mármores da Serra Preta	69
Figura 18	Gráfico Ce/Ce* vs Pr / Pr* (a) campo com anomalia positiva em Ce; (c) campo sem anomalia de Ce nem de La; (d) campo com anomalia positiva de La e sem anomalia em Ce; (d) campo com anomalia negativa em La e sem anomalia em Ce; (e) campo com anomalia negativa em Ce	70
Figura 19	Gráficos de dispersão de elementos maiores de amostras de	74

Mármore da Serra Preta	
Figura 20 Diagrama Spider de elementos traços normalizados ao PAAS	75
Figura 21 Diagrama de distribuição de elementos traços. Os gráficos a, b e c marcam três nítidos grupos de carbonatos. Os gráficos de Al_2O_3 x Zr (a) e Al_2O_3 x Sr (b) marcam os carbonatos calcíticos com maiores concentrações de Rb e Sr possivelmente refletindo uma maior contribuição crustal	76
Figura 22 Diagrama de composições isotópica de $\delta^{13}C\%$ e $\delta^{18}O\%$	78
Figura 23 Média de componentes de elementos maiores (%) em análises de rocha total de FF do Transvaal, África do Sul, Hammersley, Yilgarn, Carajás e do Quadrilátero Ferrífero	80
Figura 24 Diagrama comparativo do comportamento das concentrações de ETRY das principais ocorrências de FF no mundo	81
Figura 25 Diagrama Fe/Ti e $Al/(Al+Fe+Mn)$ marcando proveniência de sedimentos hidrotermais e clásticos na composição da rocha (Grupos I e II)	83
Figura 26 Gráficos a, b e c mostrando uma relação do comportamento do Ce^* e Eu^* e Al_2O_3 nos grupos de FF	85
Figura 27 Diagrama comparativo de Y/Ho e Sm/Yb em relação a Eu/Sm	87
Figura 28 Comparação de valores de Eu/Eu^* de FF do MSJC, sedimentos hidrotermais do Arqueano médio, sedimentos modernos, soluções hidrotermais e água do mar	88
Figura 29 Histogramas comparativos de razões isotópicas de C ($\delta^{13}C\%$), nos mármore da Sequência Serra Preta, MSJC	90
Figura 30 Proposta esquemática do ambiente deposicional das FF e carbonatos no MSJC	92

LISTA DE FOTOS

- Foto 1 (A) Afloramentos expostos em escavações no alto do relevo com presença de Formações Ferríferas. (B) Amostra de FF evidenciando laminação/mesobandamento. (C) Amostra CT-215A evidenciando variação de espessura de laminação/bandamento. (D) Detalhe de afloramento (amostra TAM-04B) estrutura microbandada com foliação de alto ângulo 47
- Foto 2 (A) Afloramentos de mármore calcíticos na borda da serra preta (ponto CT247); (B) Pequenos lajedos, no ponto CT245, de mármore calcítico e calci-dolomítico localmente foliados (trend de linha tracejada); (C) Amostra de mármore com aspecto maciço e granulação média a grossa; (D) Pequenos veios de carbonato truncando mármore calcítico; (E) Detalhe de contato de mármore calci-dolomítico e níveis de mármore dolomítico; (F) Aspecto maciço e granulação grossa de mármore dolomítico 63

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

- Fotomicrografia 1 (A) (CT-127): Imagem em LP, objetiva 4X, evidenciando mesobandamento (intercalação de camadas ricas em quartzo e ricas em óxidos de ferro) e textura granoblástica em grão predominantemente xenoblásticos; (B) (CT-125-A): Imagem NC, objetiva 4X, textura granoblástica em amostra de FF com granulação média. Detalhe em grãos de quartzo com extinção ondulante; (C) Imagem LR, objetiva 10X, detalhe de alteração de magnetita em martita nas bordas dos grãos. Nota-se um avanço de alteração com formação de goethita em contato com grãos de anfibólio. (D) (CT-140): Imagem em LR, Bandamento intercalando camadas ricas em hematita e magnetita em martita (Hem) e quartzo; (E) (TG-58): Imagem NC, objetiva 10X, detalhe de grão de piroxênio (hedenbergita?) incluso em grãos de magnetita em martita (Hem) 48
- Fotomicrografia 2 (A) (CT-140): Imagem em NC, objetiva 4X, Presença de grãos de anfibólio em textura granonematoblástica; (B) (CT-163): Imagem MEV, Evidenciando grão de anfibólio (Grun-Cumm) em contato com grãos de xenoblásticos de Hematita; (C) Seção Polida (TAM04B), objetiva 2,5X, Mesobandamento, em detalhe ao nível rico em magnetita em martita. (D) (TG-58-1): Imagem em LR, objetiva 4X, presença de grãos xenoblásticos de Opx em contato com grãos sub-idioblásticos de hematita; (E) (Fem-37): Imagem MEV, detalhe de grão hematita com provável exsolução de Uvita(?); (F) (CT-163): Imagem MEV, grão de magnetita martitizada e prováveis exsoluções de Uvita(?) 50
- Fotomicrografia 3 (A) Textura granoblástica em mármore calcíticos com grãos de calcita poligonizados. Detalhe para alteração de opacos (ferro-manganesífera) entre grãos de carbonato. LP, OB-2.5x; (B) Detalhe de mica branca xenoblástica nos mármore calcíticos (Mus – Flg?). NC, OB-10x. (C) Estrutura peloidal presente nos mármore calcíticos. LP, OB-4x; (D) Ooides com grãos quartzo anguloso na parte central. LP, OB-4x; (E) Fragmento de rocha (Qtz e Cc de granulação fina) e pelóides. LP, OB-10x; (F) Grãos sub-idioblástico de epidoto (Ep) em mármore calci-dolomíticos 66
- Fotomicrografia 4 (A) Grãos de dolomita alinhados segundo planos de contato mineral. Detalhe para veios calcíticos (VC). LP, OB-2.5x; (B) Rocha inequigranular com grãos de dolomita e calcita associados a alteração da matriz e de opacos. (C) Veios de carbonato em mármore calci-dolomíticos composto por carbonato (Cc) de granulação fina (direita NC, esquerda LP - OB-4x); (D) Mármore dolomíticos com grãos xenoblásticos de dolomita. LP OB-4x; (E) Textura glanoblástica, inequigranular de dolomita com grãos de Qtz incluso 67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Composição geoquímica de Elementos Maiores, Traços e Terras Raras das Formações Ferríferas da Porção Sul do MSJC	56
Tabela 2	Composição geoquímica de Elementos Maiores, Traços e Terras Raras dos Mármorees da Sequência Serra Preta	72
Tabela 3	Valores de composições isotópicas dos Carbonatos da Sequência Serra Preta	77

LISTA DE SIGLAS

Al	Alumínio
Ba	Bário
BIF	Banded Iron Formation
Cc	Calcita
Cc	Carbonato
Ce	Cério
Cs	Césio
Co	Cobalto
CPJ	Complexo Presidente Juscelino
CRPSZ	Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos
Cu	Cobre
DCC	Domínio Ceará Central
Dol	Dolomita
DRN	Domínio Rio Grande do Norte
DZT	Domínio da Zona Transversal
Ep	Epídoto
ETR	Elementos terras raras
ETRL	Terras Raras Leves
ETRP	Terras Raras Pesadas
ETRY	terras raras e yttrium
Eu	Európio
Fe	Ferro
FF	Formação Ferrífera
FFB	Formação Ferrífera Bandada
FNC	Faixa Noroeste do Ceará
FRP	Faixa Riacho do Pontal
FS	Faixa Sergipana
FSE	Faixa Seridó
GOE	Goethita
GOE	<i>Great Oxidation Event</i>
GPI	Grande Província Ígnea
Hem	Hematita
Hf	Háfnio

Ho	Hólmio
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
LIP	Grande Província Ígnea
LOI	<i>loss on ignition</i>
LP	<i>Luz Plana</i>
LR	<i>Luz Refletida</i>
Mag	magnetita
Mat	Martita
MC	Mica Branca
Mg	Magnésio
Mn	Manganês
MSJC	Maciço São José do Campestre
NASC	<i>North American Shale Composite</i>
Nb	Nióbio
NC	Nicóis Cruzados
Nd	Neodímio
Ni	Níquel
OB	Objetiva
Oo	Oóides;
Opx	Ortopiroxênio
PAAS	<i>Post-Arquean Australian Shale</i>
Pb	Chumbo
Pel	Pelóides
PJCSZ	Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara
Pr	Praseodímio
Qtz	Quartzo
Rb	Rubídio
REE	<i>Rare Earth Elements</i>
RN	Rio Grande do Norte
Sc	Escândio
Si	Silício
Sm	Samário
Sr	Estrôncio
SVSC	Sequência Vulcano-sedimentar Serra Caiada
Ti	Titânio

TTG	tonalito-trondjhemito-granodiorito
U	Urânio
UnB	Universidade de Brasília
V	Vanádio
Y	Ítrio
Yb	Itérbio
Zr	Zircônio

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	19
1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO	26
1.2 OBJETIVOS	27
1.3 GEOLOGIA REGIONAL	27
1.3.1 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	30
1.3.1.1 O Maciço São José do Campestre	31
1.4 METODOLOGIA	37
2 ARTIGO: AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E OS CARBONATOS DO MSJC	39
2.1 INTRODUÇÃO	40
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO	42
2.3 MÉTODOS	44
2.4 AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS	45
2.4.1 ASPECTOS DE CAMPO	45
2.4.2 ASPECTOS PETROGRÁFICOS	47
2.4.3 ASPECTOS QUÍMICOS DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS	51
2.4.3.1 Elementos Terras Raras	51
2.4.3.2 Elementos Maiores	55
2.4.3.3 Elementos Traços	59
2.5 OS CARBONATOS DA REGIÃO DA SERRA PRETA	61
2.5.1 ASPECTOS DE CAMPO	61
2.5.2 ASPECTOS PETROGRÁFICOS DOS MÁRMORES	64
2.5.3 ASPECTOS QUÍMICOS DOS MÁRMORES	69
2.5.3.1 Elementos Terras Raras	69
2.5.3.2 Elementos Maiores	71
2.5.3.3 Elementos Traços	75
2.5.4 ISÓTOPOS DE $\delta^{13}\text{C}$ (‰) E $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	76
3 DISCUSSÕES	79
3.1 COMPARAÇÃO COM OUTRAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS	79
3.1.1 EFEITO DE PROCESSOS PÓS-DEPOSICIONAIS	82

3.1.2 FONTE E CONDIÇÕES DEPOSICIONAIS DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E MÁRMORES	83
3.1.3 VARIAÇÕES ISOTÓPICAS NOS CARBONATOS DA SERRA PRETA	89
CONCLUSÕES	93
REFERÊNCIAS	94

1 INTRODUÇÃO

As ocorrências de metassedimentos químicos, aqui representados por formações ferríferas (FF) e metacarbonatos, possuem registros bem marcados ao longo do Arqueano e Proterozoico (Poulton & Canfield, 2011). As Formações Ferríferas são magníficos precipitados químicos que despertam o interesse científico de inúmeros pesquisadores, pois suas ocorrências possuem um comportamento único ao longo das Eras. Tais rochas acompanham a história evolutiva dos mares e da atmosfera planetária com períodos bem marcados de formação no Paleo e Neoarqueano (2.7–2.5 Ga), no Paleoproterozoico (2.5–1.8 Ga) (Figura 1) e, novamente, no final do Neoproterozoico (0.6 Ga). Estes intervalos de deposição conduzem inúmeras associações evolutivas relacionadas à emergência do oxigênio na terra (GOE 2,4–2,3 Ga), à formação de massas continentais arqueanas (Bekker *et al.*, 2010) e a grandes províncias ígneas (GPIs) – *Large Igneous Province (LIP)*. (Abbott & Isley, 2002).

As FFs são caracterizadas pelo aspecto bandado, com alternância de camadas ricas e camadas pobres em Ferro (Fe) com composição variando de 16% a 40% Fe Total (James, 1954; Klein, 2005). De acordo com o ambiente deposicional, podem ser classificadas como dos tipos Algoma, Superior e Raphitan (Gross, 1980). As ocorrências do tipo Algoma apresentam, em geral, pouca extensão lateral e uma maior associação vulcânica. As do tipo Superior correspondem a bacias associadas a plataformas marinhas mais extensas e sem forte influência vulcânica (Gross, 1965; 1980; Huston & Logan, 2004). As do tipo Raphitan ocorrem em bacias do tipo *rifte* associadas a sedimentos glaciais (diamictito, conglomerado, grauvaca, arenito e argilito incluindo *dropstones*) (Gross, 1996; Huston & Logan, 2004; Klein, 2005). As paleocondições ambientais e as características físico-químicas dos oceanos em que estas rochas foram depositadas estão, muitas vezes, registradas em suas características geoquímicas e isotópicas (Fryer, 1977; Condie, 1981; Veizer *et al.*, 1982; Derry & Jacobsen, 1990; Shimizu *et al.*, 1990; Bau & Moller, 1993; Kato, Kano & Kunugiza, 2002).

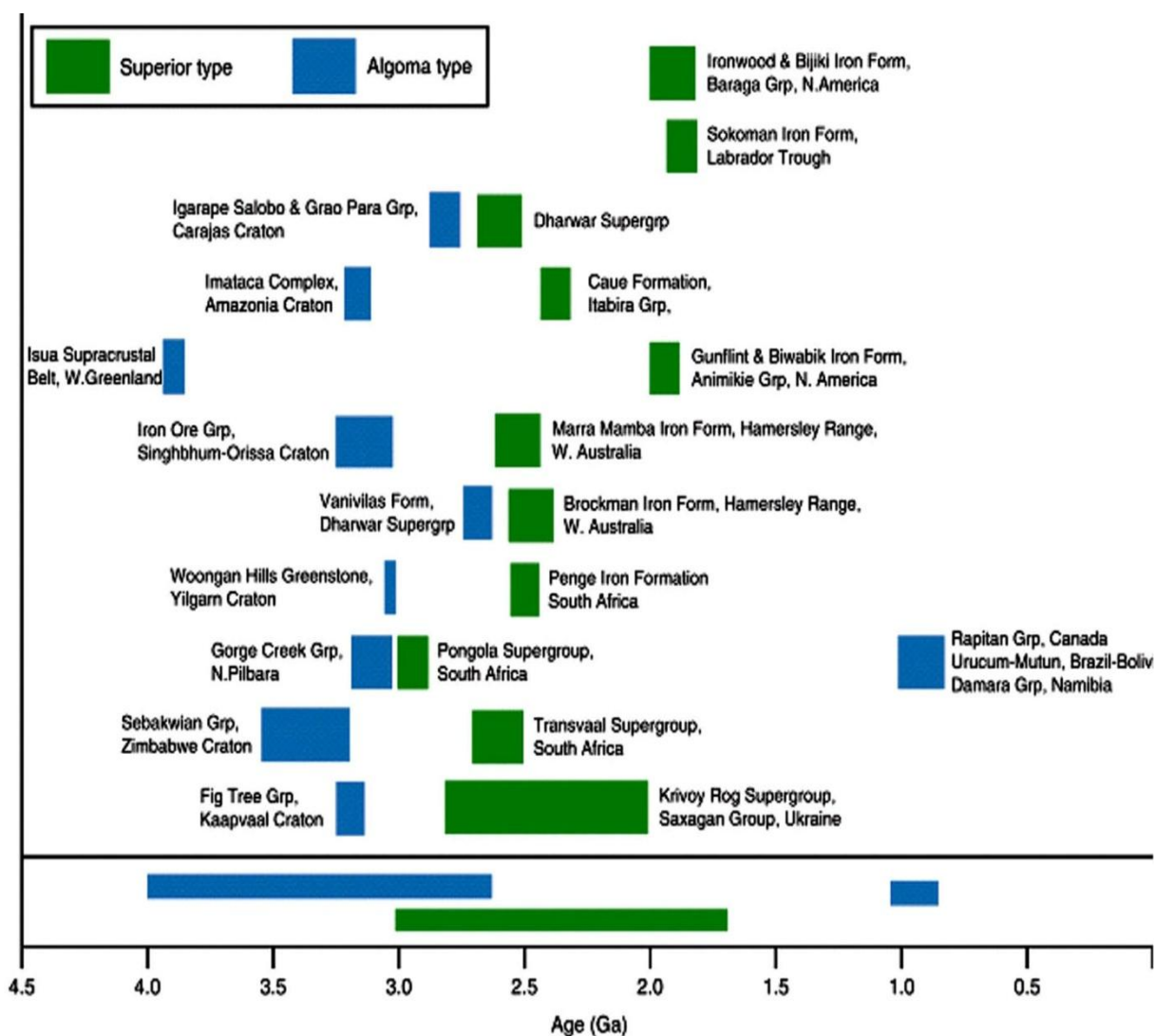


Figura 1 – Ocorrências de Formação Ferrífera Bandada (FFB) do tipo Algoma e Superior ao longo do tempo geológico (Posth, Konhauser & Kappler, 2011)

Atualmente, são três as principais teorias que versam sobre a deposição de FF e todas debatem, fundamentalmente, sobre os mecanismos de oxidação do Fe(II) que, por sua vez, são registrados na mineralogia das FF. Como o Fe(II) se oxida rapidamente na presença de O₂ (em pH ~7.0), a disponibilização deste íon, seja ele por meio abiótico ou biótico, é o cerne da questão.

O modelo tradicional, inicialmente proposto por Cloud (1968; 1973) e debatido por inúmeros autores (Schopf, 1993; Altermann & Schopf, 1995; Brasier *et al.*, 2002; García-Ruiz *et al.*, 2003) postula que o Fe(II) é oxidado através de uma reação biogênica indireta cuja fotossíntese produz o O₂ necessário para a deposição do hidróxido de ferro. Sob uma atmosfera anóxica, este O₂ poderia ter sido localmente confinado, associado com florações de cianobactérias em ambientes

costeiros. O segundo modelo postula que elevados níveis de radiação ultravioleta impulsionam mecanismos de oxidação abiótica e a precipitação do Fe(III) (Cairns-Smith, 1978; Braterman, Cairns-Smith, Sloper, 1983). O terceiro modelo propõe que reações de fotossíntese em ambientes anóxicos, denominadas de fotoferrotropia (*photoferrotrophy*), são o único processo biológico capaz de precipitar Fe(III) na ausência de oxigênio (Widdel *et al.*, 1993; Straub, Rainey & Widdel, 1999; Croal *et al.*, 2004; Jiao *et al.*, 2005).

Traçadores geoquímicos, como elementos traços, terras raras e yttrium (ETRY) e assinaturas isotópicas Samário-Neodímio (Sm-Nd) e Carbono-Oxigênio (C-O), atualmente, têm sido extensivamente utilizados e discutidos como potenciais ferramentas na investigação da distribuição dos ETRY da água do mar e da proveniência destes sedimentos (Bau & Dulski, 1996; Kato, Kano & Kunugiza, 2002; Shields & Webb, 2004; Bolhar *et al.*, 2004; Frei, 2008; Alexander, Bau & Andersson, 2009): a análise destes parâmetros suportam as teorias de deposição destas rochas.

As informações obtidas pelos ETRYs consideram que a composição da água do mar é função dos processos que controlam esta distribuição nos mares (Alexander, Bau & Andersson, 2009). Assim, no arqueano, anomalias positivas em Eu (Europium), negativas em Ce (Cerium) e maiores associações vulcânicas em formações ferríferas conduzem à interpretação de que grande aporte de soluções hidrotermais de fontes proximais e fumarolas de cadeias mesoocênicas dominavam os mares antigos, sendo a disponibilidade de oxigênio nestes ambientes mais restrita (Fryer, 1977; Fryer, Fyfe & Kerrich, 1979; Derry & Jacobsen, 1990; Danielson, Möller & Dulski, 1992; Bau & Moller, 1993; Planavsky *et al.*, 2010). (Figura 2).

Segundo Graf (1978), Bau e Dulski (1996) e Bekker *et al.* (2010), as variações nos padrões de ETRY em FFs não devem ser atribuídas exclusivamente a alterações nos padrões de elementos terras raras (ETR) da água do mar, mas, também, a variáveis proporções de mistura de outros materiais de base tais como fases detríticas e vulcanoclásticas, a exemplo, no Recente, cujas contribuições da sedimentação de fundo oceânico têm sua fonte relacionada, predominantemente, a alteração da crosta continental através de fluxos fluviais (Piepgras & Wasserburg, 1980), sendo a quantidade de ETRYs emanadas dos *vents* hidrotermais (*black smokes*) negligenciáveis.

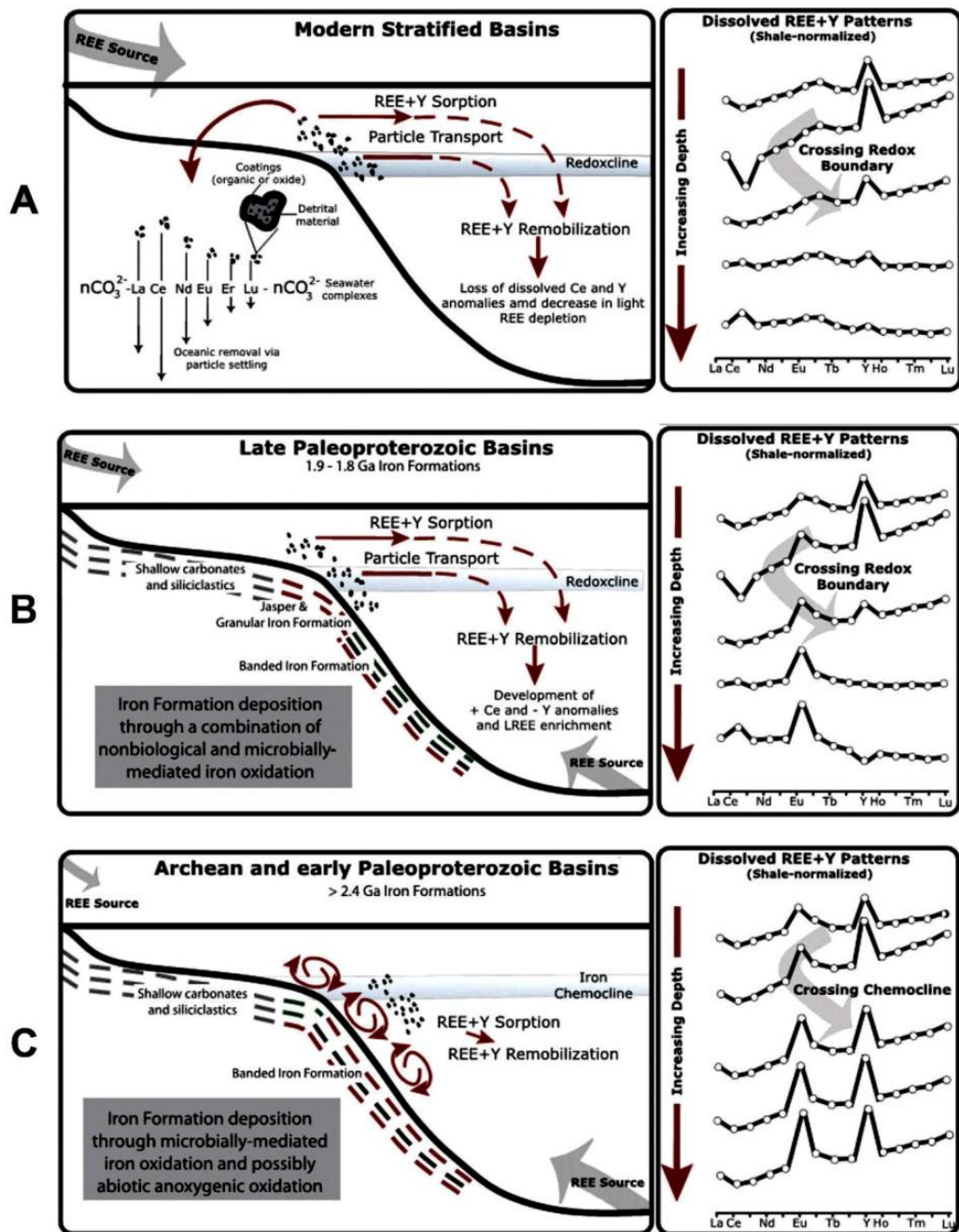


Figura 2 – Modelo para a evolução das condições de oxirredox do oceano baseado em novos dados de Elementos Terras Raras mais Ytrium (ETRY) e isótopos em formações ferríferas com idades entre 3.0 Ga e 1.88 Ga. As FFs podem servir como uma aproximação qualitativa das condições e possíveis controles da água do mar nos oceanos, logo, oferecem uma visão da evolução das condições oxirredox marinhas. Similarmente, para bacias modernas com condições oxirredox estratificadas (A), os padrões de REY (ETR+Y) de FF Paleoproterozóicas (B) registram a evidência do lançamento de metais e Ce oriundos de águas oceânicas rasas passando através da zona de redox. Óxidos, principalmente de Mn, em dissolução em colunas de águas anóxicas e com baixas razões Y/Ho, aumentam a razão de ETR leves para pesados e a concentração de Ce em relação a elementos vizinhos (La e Pr). Em contraste, FF arqueanas não mostram padrões de ETRY indicativo de distribuições oxidadas (C), o que implica na falta de um significativo ciclo do Mn entre a zona redox antes do surgimento do oxigênio atmosférico no início do Paleoproterozóico. O modelo de absorção de ETRY em partículas mostrado no Quadro A é reformulado a partir de Sholkovitz, Landing e Lewis (1994).

Fonte: modificado de Planavsky et al., 2010.

Assim, dependendo da fonte que está contribuindo para o preenchimento da bacia, os sedimentos marinhos apresentam diferentes padrões. Estas variações nos padrões de ETRY, além de refletirem as condições dos ambientes deposicionais, também podem determinar situações de deposição das FFs em relação às fontes hidrotermais, ou seja, distais ou proximais (Kato *et al.*, 1998 – Figura 3). Nesta busca, anomalias em Eu (II/III) e Ce (III/IV) são extensivamente utilizadas, pois, somente estes elementos, no grupo dos ETRY, apresentam mudanças potenciais (em seu estado iônico) em relação às condições de oxirredução em ambientes sedimentares/oceânicos, tendo o Eu uma afinidade com a temperatura dos fluidos oriundos dos *vents* hidrotermais e o Ce uma estreita relação com as condições de oxirredução da água do mar, necessitando também de condições mais oxidantes do que o Eu para a sua redução (CeIII para CeIV).

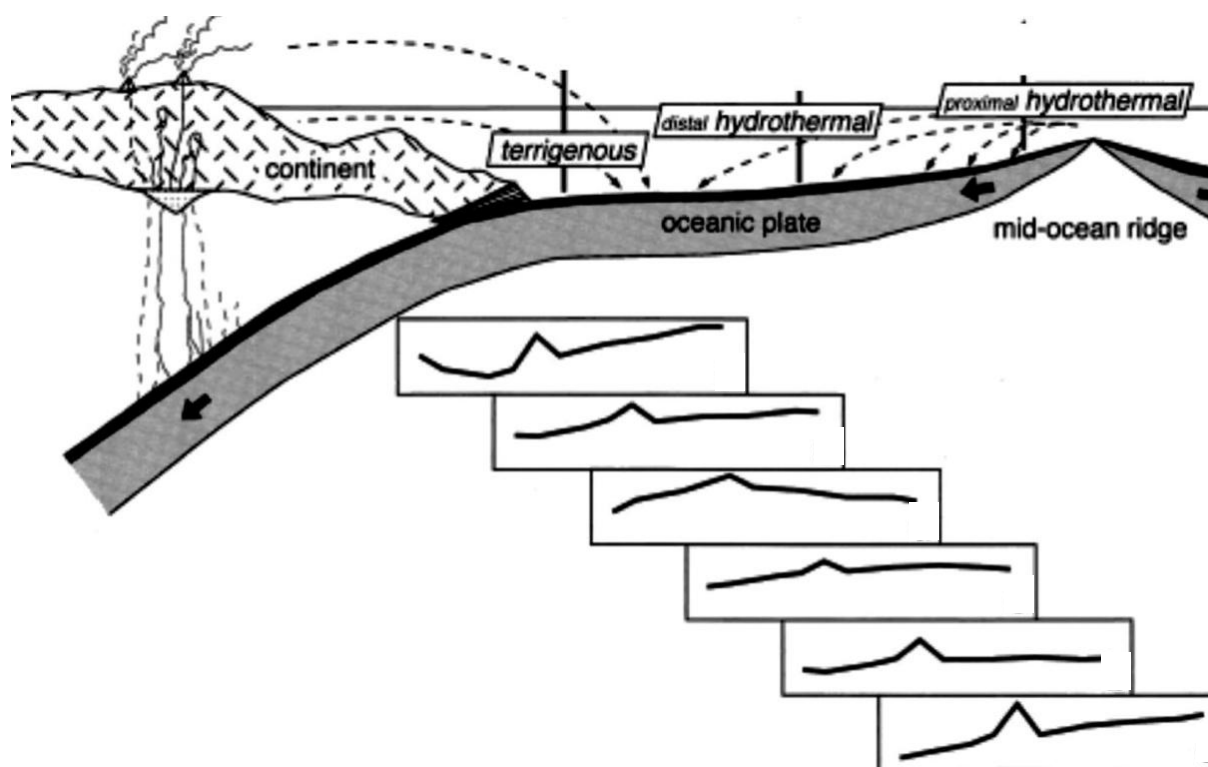


Figura 3 – Diagrama esquemático mostrando mudanças nas posições deposicionais e suas respectivas assinaturas de ETR em sedimentos arqueanos do Cráton Pilbara, localizado no oeste da Austrália (in Kato *et al.* 1998).

Nos carbonatos, as composições isotópicas do C e O também podem ser utilizadas como indicadores das composições isotópicas dos oceanos, principalmente o C, pois os valores primários de isótopos de O em carbonatos são mais suscetíveis a variações por processos diagenéticos, metamórficos, interações

com fluidos, entre outros, mesmo nos casos em que estes tenham ocorrido em sistema fechado (Eiler, Baumgartner & Valley, 1992; Farquhar; Chacko & Frost, 1993). Diferentemente, o fracionamento isotópico do **C** para o par calcita-bicarbonato é pequeno e relativamente insensível a mudanças de temperatura, preservando o registro original (Hoefs, 2009).

O ciclo do Carbono funciona como um eixo que conecta todos os ciclos biogeoquímicos que operam sobre a superfície da terra (Fischer *et al.*, 2009) e é sustentado por dois grandes reservatórios, ocorrendo como carbonatos ($C_{inorgânico}$) e como matéria orgânica ($C_{orgânico}$), sendo este último o maior responsável pelo fracionamento isotópico do C. As razões deste fracionamento são obtidas pela relação dos valores de Carbono Total, da composição isotópica nos carbonatos e da matéria orgânica através da seguinte fórmula:

$$f_{org} = \frac{\delta^{13}C_{carb} - \delta^{13}C_{input}}{\delta^{13}C_{carb} - \delta^{13}C_{org}}$$

No cerne do sistema isotópico inorgânico, a composição isotópica de carbonatos presentes em rochas carbonáticas metamorizadas dependerá de: i) composição do carbono inorgânico dissolvido na água do mar; ii) reações metamórficas e de reequilíbrio isotópico induzidas por aumento de temperatura, que podem estar ou não associadas a processos de liberação de CO_2 por devolatilização e; iii) interações rocha-fluido, fluidos estes derivados de processos tardi a pós-magmáticos, metamórficos ou meteóricos.

Em rochas químicas antigas, as assinaturas de C negativas são geralmente interpretadas como indicadores de vida, uma vez que os organismos são capazes de transformar, por vias autotróficas, carbono orgânico em carbono inorgânico (exemplo: $CO_2 - HCO_3$) incorporando, preferencialmente, ^{12}C na fase orgânica e produzindo no CO_2 residual enriquecido em ^{13}C .

Inúmeros trabalhos em metacarbonatos de idade arqueana (~3.8 – 2.5 Ga) têm registrado assinaturas isotópicas de carbono na faixa de ~0‰, similares com assinaturas de carbonatos plataformais do fanerozoico (Becker & Clayton, 1972; Schidlowski, Eichmann & Junge, 1975; Shields & Veizer, 2002; Veizer *et al.*, 1989; Veizer, Clayton & Hinton, 1992), evidenciando que as mudanças dos reservatórios de carbono inorgânico dissolvido no mar não foram significativas. Porém, recentes discussões sobre valores negativos obtidos em metacarbonatos da

faixa de supracrustais de Isua (~3.7 – 3.8 Ga), formações ferríferas de Brockman (Bacia de Hamersley, ~2.5 Ga) e carbonatos das formações ferríferas de Kuruman (Cráton Transvaal, 2.5 Ga.) sugerem que o ciclo do carbono no arqueano operou de forma bem diferente do que foi interpretado anteriormente (Dauphas *et al.*, 2007; Craddock & Dauphas, 2011; Fischer *et al.*, 2009), revelando assim, destacadamente, interações relevantes da atuação biogênica na hidrosfera arqueana. As cianobactérias, por exemplo, apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -4 a -35‰ (Schidlowski, 2000) e processos de fotossíntese estão sendo identificados em unidades microfossilíferas de idade arqueana com assinaturas isotópicas de carbono variando de -20 e -35‰ (Altermann & Kazmierczak, 2003; Lowe & Tice, 2004).

Nos últimos dez anos, mapeamentos geológicos de semidetalhes (1:50.000) identificaram uma série de corpos de formações ferríferas e metacarbonatos como componentes de rochas supracrustais do maciço de idade arqueana São José do Campestre (MSJC). Estas ocorrências, que ocupam uma área de 5.000 km² no Estado do Rio Grande do Norte (RN), estão associadas a anfíbolitos bandados, anfíbolio gnaisses, piroxenitos, rochas calcissilicáticas e xistos aluminosos diversos. Este conjunto foi submetido a metamorfismo de fácies anfíbolito alto a granulito. Rochas máficas e ultramáficas associadas com composição variando de komatiítos (basalto de alto-Mg), piroxenitos, peridotitos, dunitos, serpentinitos e werlitos também são marcantes.

A descoberta da associação de carbonatos e FFBs bem preservados, na região da Serra Preta, a 5 km da cidade de Tangará abre a possibilidade de se obter dados sobre a condição da hidrosfera arqueana na Província Borborema, uma vez que estes sedimentos são testemunhas químicas e inserem o MSJC em questões que são atualmente alvo de debates científicos no mundo.

A presente pesquisa promove um significativo avanço do conhecimento geológico ao longo do MSJC, já que unidades sedimentares químicas similares são muito restritas e fornecem informações sobre a formação e a evolução Arqueana geológica desta região. Além disto, a utilização destas unidades irá contribuir para o melhor detalhamento estratigráfico e para uma melhor ciência do significado do Maciço São José do Campestre fornecendo subsídios a futuras discussões do modelo evolutivo desta unidade geotectônica.

1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO

A presente dissertação buscou investigar as ocorrências de Formações Ferríferas (FF) e carbonatos na Porção Sul do Maciço São José do Campestre (MSJC) e o seu significado geotectônico, através de suas identidades petrológicas, geoquímicas e isotópicas.

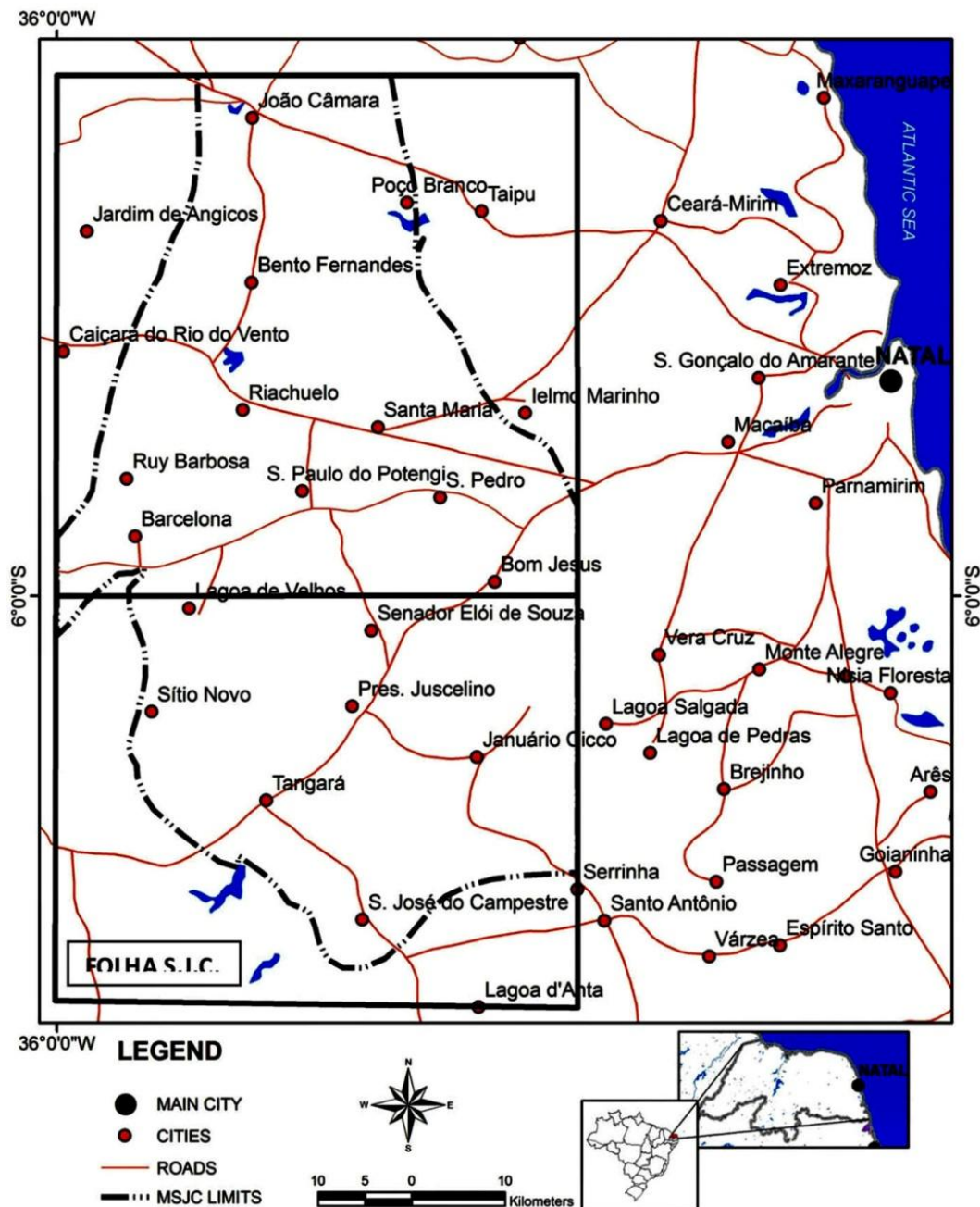


Figura 4 – Localização da área de estudo com os limites nos retângulos pretos das Cartas Cartográficas de São José do Campestre (S.J.C.) e João Câmara – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).
A linha traço-ponto define os limites do MSJC nestas cartas

A área de estudo se localiza no Nordeste brasileiro, nos limites do Estado do Rio Grande do Norte, e compreende a Porção Sul do Maciço São José do Campestre nos limites da Folha SB.25-Y-A-I – São José do Campestre – Rio Grande do Norte (Figura 4). Ocupa uma área de, aproximadamente, 5.000 km² do Estado englobando as cidades de Senador Eloi de Souza, Sítio Novo, Januário Cicco, Tangará e São José do Campestre.

Esta dissertação se encontra disposta em formato de um artigo, cujo título é **“GEOQUÍMICA E GÊNESE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E METACARBONATOS DA PORÇÃO SUL DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA”**.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo desta dissertação é contribuir para o entendimento dos processos evolutivos do Maciço São José do Campestre (MSJC), no cerne da caracterização de seus constituintes estratigráficos, de forma a reconstruir parte de sua história geológica. Este objetivo global foi realizado em etapas que incluem o registro e a caracterização das ocorrências de Formações Ferríferas ao longo do MSJC, através de métodos clássicos de mapeamento geológico de detalhe envolvendo a coleta de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos, cujos parâmetros permitiram determinar as condições paleoambientais em que estes sedimentos foram depositados e relacioná-los aos modelos de evolução globais de mudanças climáticas no Arqueano.

1.3 GEOLOGIA REGIONAL

A área em estudo está inserida no contexto geodinâmico da Província Borborema, definida por Almeida *et al.* (1981) como um conjunto de unidades tectônicas estabilizadas durante a Orogênese Brasileira (0,60 ± 0,05 Ga), localizado na parte este da região nordeste da Plataforma Sul-Americana (Figura 5). Esta província tem sido estudada por muitos anos e diversas reconstruções geodinâmicas foram propostas (Almeida *et al.*, 1981; Caby, 1989; Bertrand & Jardim de Sá, 1990; Caby *et al.*, 1991; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995, 2003) que consideram que a Província Borborema consiste em diversas sequências

supracrustais depositadas sobre um embasamento gnáissico-migmatítico Arqueano a Paleoproterozóico, intrudido por um grande volume de granitóides brasileiros.

Para Jardim de Sá (1994), esta província foi constituída por numerosos terrenos alóctones amalgamados pouco antes e/ou durante a Orogênese Brasileira, tendo sido observada por Santos (1996) a ocorrência de colagens tectônicas tanto no Ciclo Brasileiro quanto no evento Cariri Velhos – Kibaran (1,1 a 0,97 Ga).

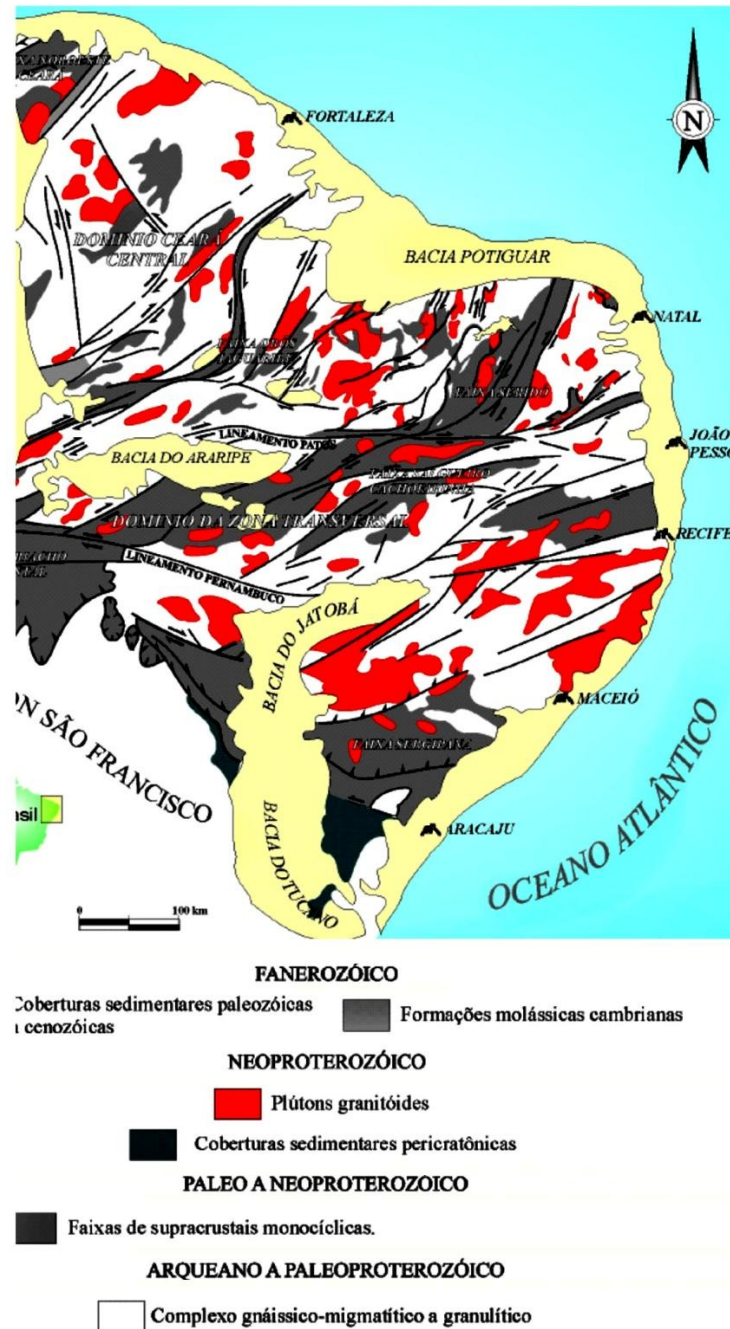


Figura 5 – Mapa geológico simplificado da Província Borborema mostrando seu contexto tectono-estratigráfico e a localização da área em estudo (detalhe no polígono azul)
Fonte: Modificado de Jardim de Sá, 1994.

Uma das principais feições desta Província é um complexo sistema de Zonas de Cisalhamento de escala crustal e alta temperatura, com ápice de deslocamento estimado em 580 Mal e episódios de resfriamento entre 550 e 520 Ma (Corsini *et al.*, 1991; Jardim de Sá, 1994). Tais estruturas subdividem a província em domínios distintos, de acordo com sua evolução tectônica, litoestratigrafia, magmatismo e geocronologia, os quais teriam sido desenvolvidos e/ou ativados durante e depois da colisão entre as unidades geotectônicas do Oeste Africano–São Luís, Congo e São Franciscana, estando intimamente associados à colocação de granitoides brasileiros (Bertrand; Jardim de Sá, 1990; Caby *et al.*, 1991; Archanjo & Bouchez, 1991; Corsini *et al.*, 1991; Jardim de Sá, 1994).

Uma das classificações da Província Borborema em domínios estruturais foi proposta por Jardim de Sá (1994), como resumido a seguir:

a. Faixas Sergipana (FS) e Riacho do Pontal (FRP) – localizadas a norte do cráton São Francisco e a sul da zona de cisalhamento Pernambuco – compostas por supracrustais monocíclicas neoproterozoicas;

b. Faixa Noroeste do Ceará (FNC) ou Médio Coreaú – localizada na margem do Cráton São Luís, limitada, a sudeste, pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II – constituída por supracrustais monocíclicas meso e neoproterozoicas;

c. Faixa Seridó (FSE) e Domínio Ceará Central (DCC) – localizados a norte da Zona de Cisalhamento Patos e limitados, a leste e a oeste, pelas Zonas de Cisalhamento Portalegre e Aiuaba, respectivamente – compreendem supracrustais mono ou policíclicas proterozoicas, separadas entre si pela Faixa Orós–Jaguaribe (supracrustais monocíclicas mesoproterozoicas);

d. Domínio Rio Grande do Norte (DRN) – a norte do Lineamento Patos e limitado, a leste e norte, pelas coberturas fanerozoicas das Bacias Potiguar e Pernambuco–Paraíba e, a oeste, pela Zona de Cisalhamento Portalegre – onde está inserida a área de estudo, em um contexto de idades arqueanas;

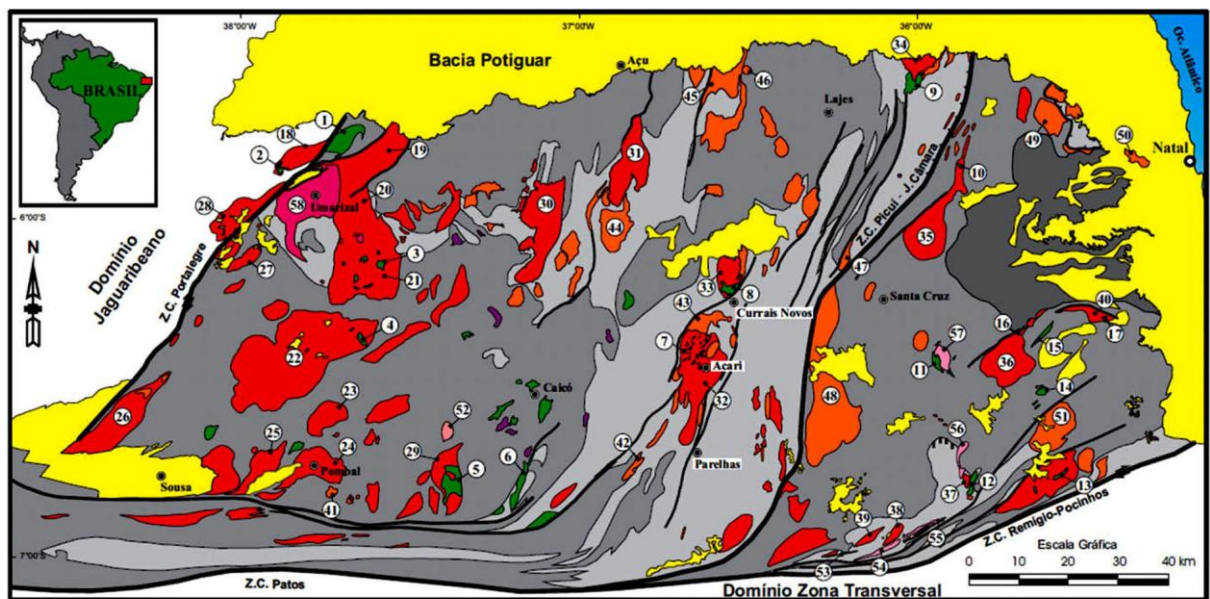
e. Domínio da Zona Transversal (DZT) – localizado entre as Zonas de Cisalhamento Pernambuco e Patos – representado por um conjunto de supracrustais mono e/ou policíclicas paleo a neoproterozoicas.

Os limites entre esses domínios são Zonas de Cisalhamento transcorrentes intracontinentais e empurrões nas margens cratônicas. A distribuição dos domínios e a disposição das discontinuidades foram confirmadas por

modelagens gravimétricas regionais realizadas por Oliveira e Santos (1993) e Jardim de Sá *et. al.* (1997) visando à estruturação crustal da Província Borborema.

1.3.1 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

Esta denominação foi usada por Brito Neves *et al.* (2001) para a porção da Província Borborema situada a norte do Lineamento Patos e que tem como limites as Bacias Potiguar e Pernambuco-Paraíba, a leste; e, a oeste, a Zona de Cisalhamento Portalegre. (Figura 6).



Suíte Shoshonítica				Suíte Cálcio-Alcalina de Alto K Porfírica			
1) Quixaba	7) Acari	13) Solânea	18) Prado	24) Pombal	30) Serra João do Vale	36) Monte das Gameleiras	
2) Prado	8) Totoró	14) Riachão	19) Caraúbas	25) Pedregulho	31) São Rafael	37) Cabeçudo	
3) Serra do Lima	9) Cardoso	15) Poço Verde	20) Tourão	26) Serra Branca	32) Acari	38) Jandaíra	
4) Catolé do Rocha	10) Barcelona	16) Monte das Gameleiras	21) Serra do Lima	27) Serrinha dos Pintos	33) Totoró	39) Serra da Boa Vista	
5) São José de Espinharas	11) Japi	17) Serrinha	22) Catolé do Rocha	28) Portalegre	34) Cardoso	40) Serrinha	
6) São João do Sabugi	12) Casserengue		23) Serra do Moleque	29) São José de Espinharas	35) Barcelona		
Suíte Cálcio-Alcalina de Alto K Equigranular			Suíte Alcalina		Suíte Alcalina Charnoquítica		
41) Capuku	45) Angicos	49) Taipu	52) Serra Negra do Norte	56) Caxexa			
42) Santa Luzia	46) Flores	50) Macaíba	53) Olho D'Água	57) Japi			
43) Acari	47) Serra Verde	51) Dona Inês	54) Serra do Boqueirão				
44) Serra da Garganta	48) Picuí		55) Serra do Algodão				

LEGENDA

a – Coberturas meso-cenozóicas;	b – Suíte Shoshonítica;	c – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfírica;	d – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular;
e – Suíte Alcalina;	f – Suíte Alcalina Charnoquítica;	g – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano;	h – Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico;
i – Grupo Seridó;	j – Zonas de Cisalhamento transcorrentes neoproterozóicas;	k – Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozóicas;	l – Zonas de Cisalhamento extensionais neoproterozóicas
m – Cidades	n – Capital do Estado		

Figura 6 – Mapa geológico do Domínio Rio Grande do Norte. Em destaque no polígono preto o Maciço São José do Campestre (MSJC). Fonte: Nascimento *et al.*, 2008.

O Domínio Rio Grande do Norte (Figura 6) ocupa uma área com mais de 150.000 km² e apresenta um embasamento formado, em sua maior parte, por predomínio de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos em paragnaisses (Hackspacher; Van Schmus & Dantas, 1990; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995). Tal embasamento se encontra sotoposto às diversas sequências supracrustais Paleoproterozoicas a Neoproterozoicas. Todas estas unidades foram intrudidas por plútons granitoides de, aproximadamente, 600 Ma, durante a Orogênese Brasileira, ocorrida no intervalo de 620 a 580 Ma (Dantas *et al.*, 2004).

1.3.1.1 O Maciço São José do Campestre

De acordo com Dantas *et al.* (1995; 2004), o Maciço Arqueano São José do Campestre (Figura 7) ocorre na porção leste do estado do Rio Grande do Norte englobando uma área com mais de 6.000 km². O Maciço se limita, a sul, pela Zona de Cisalhamento Remígio–Pocinhos (CRPSZ); a oeste, pela Zona de Cisalhamento Picuí–João Câmara (PJCSZ); e, a norte e leste, por coberturas mesocenoicas e recentes, respectivamente. Brito Neves (1975; 1983) definiu este maciço (originalmente classificado como Maciço Caldas Brandão) como uma unidade composta, principalmente, por complexos migmatíticos e de gnaisses anatécicos com idades paleoproterozoicas a arqueanas retrabalhados durante as Orogêneses Transamazônica e Brasileira em, aproximadamente, 2.2 Ga e 600 Ma, respectivamente, caracterizando uma evolução policíclica.

A denominação Maciço São José do Campestre é utilizada para os terrenos entre as cidades de Bom Jesus – Santa Cruz – Barra de Santa Rosa e Maciço Caldas Brandão para aqueles terrenos entre as cidades de Mairi, Caldas Brandão e Boqueirão. Para Dantas *et al.* (2004), a utilização do nome Maciço Caldas Brandão é inadequada para a área do Maciço São José do Campestre, uma vez que as rochas observadas nas vizinhanças da cidade de Caldas Brandão pertencem a um diferente bloco estrutural.

Assim, o MSJC, caracterizado como sendo o fragmento de crosta continental mais antigo já reconhecido na América do Sul, é representado por um conjunto de unidades ou blocos crustais arqueanos formados ao longo de 700 milhões de anos (3.450 – 2.700 Ma). Após uma aparente quietude tectônica de 500 Ma, a área foi afetada, novamente, por um expressivo evento tectono-metamórfico

entre 2,15 e 2,0 Ga. Posteriormente, a Orogênese Brasileira foi responsável pelo expressivo retrabalhamento crustal no Maciço, localmente caracterizado por fusão parcial e formação de migmatitos bem como pelo desenvolvimento de Zonas de Cisalhamento transcorrentes de direção NE, reconhecidas ao longo das bordas do Maciço São José do Campestre (Dantas *et al.*, 2004).

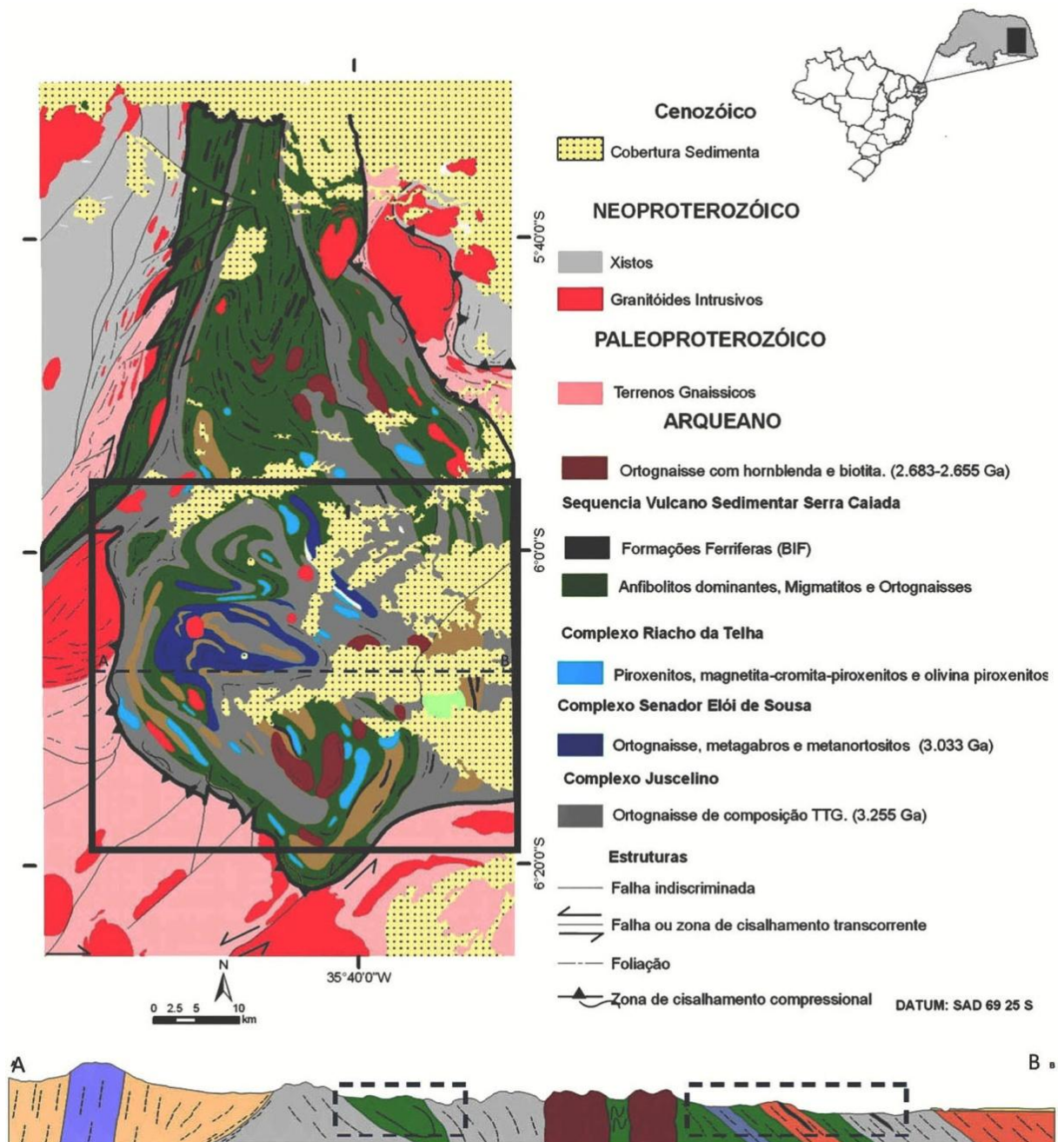


Figura 7 – Mapa simplificado do Maciço São José do Campestre com delimitação da porção sul (em destaque no polígono preto) e abaixo seção esquemática do MSJC. Na seção, os polígonos tracejados representam as unidades onde estão hospedadas as formações ferríferas e carbonatos.

A Sequência vulcano sedimentar Serra Caiada ocorre circundando toda a forma dômica do Maciço, exposta, por uma extensão de mais de 200 km, como faixas estreitas, com largura variando entre 5-10 km. Tal 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.

a) Unidades Arqueanas

As unidades Arqueanas afloram ao longo de todo o MSJC, com principais ocorrências datadas nas proximidades das cidades de Serra Caiada (referida como Presidente Juscelino, por Dantas, 1996), Bom Jesus, Senador Elói de Souza e São José do Campestre, apresentando direção predominantemente NW, incluindo uma diversificada gama de litologias tais como gnaisses de coloração cinza, diversos tipos de migmatitos, granulitos e uma sequência de rochas básicas (DANTAS *et al.*, 1995).

Para Dantas *et al.* (2004), o reconhecimento e a distinção entre afloramentos particularmente paleoproterozoicos ou arqueanos, na zona de contato com o MSJC, é de difícil caracterização, devido à extensiva deformação Brasiliana e ao metamorfismo associado a este evento. Assim, evidências de idades arqueanas para o MSJC derivaram, principalmente, de estudos isotópicos, sendo possível o reconhecimento de diferentes episódios de acreção e magmatismo refletidos por uma ampla variedade de assembleias litológicas arranjadas em diferentes blocos crustais.

Dantas (1996) definiu a suíte mais antiga como Unidade Bom Jesus, englobando os gnaisses tonalíticos migmatíticos que afloram a oeste da cidade de Bom Jesus. Estes ortognaisses apresentam tendência calcioalcalina de baixo K_2O e são compostos, principalmente, por plagioclásio e hornblenda, ocorrendo apatita, titanita e zircão como minerais acessórios. Dantas (1996) e Dantas *et al.* (1998) sugeriram uma idade de cristalização de 3,41 Ga para o protólito ígneo destas rochas, segundo datações pelo método U/Pb. Foram observadas, ainda, populações de zircão que indicaram idades de 619 Ma, atribuídas a um episódio de magmatismo e metamorfismo Neoproterozoico, prevalecente na região durante o Ciclo Brasiliano. A assinatura isotópica de Neodímio (Nd) (com valores negativos de ϵ_{Nd}) foi

interpretada como indicativa da presença de uma antiga crosta siálica durante o Paleoarqueano (idade modelo T_{DM} de 3,77 Ga).

Circundando a Unidade Bom Jesus, observa-se uma suíte de rochas com afinidade TTG (tonalito – trondjemito – granodiorito e monzogranito) denominada Complexo Presidente Juscelino (CPJ), que se estende por uma área de, aproximadamente, 3.000 km² e representa a litologia Arqueana predominante no Maciço São José do Campestre, com idades U/Pb em zircão variando entre 3,25 e 3,0 Ga, sugerindo um expressivo período de magmatismo trondjemítico durante o Mesoarqueano (Dantas, 1996; Dantas *et al.*, 2004).

São reconhecidas duas assembleias principais de rochas nesta unidade: a primeira corresponde a hornblenda-biotita gnaisses monzograníticos de coloração cinza contendo plagioclásio e ortoclásio mesopertítico, assim como granada (formada em uma fase posterior) associada a discretos veios. A segunda é representada por migmatitos com graus variados de anatexia, ocorrendo como veios de tamanho centimétrico a métrico ou como bandas decimétricas dobradas, sendo as mais máficas enriquecidas em biotita e granada, enquanto as mais félsicas possuem composição granodiorítica a trondjemítica, conforme Dantas *et al.* (2004) segundo os quais os protólitos de alguns destes migmatitos são interpretados como bandas metassedimentares.

Segundo Dantas *et al.* (2004), a maioria das rochas do CPJ apresentam valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$, com idades modelo T_{DM} chegando a 3,5 e 3,6 Ga, indicando que este complexo é primariamente composto por crosta antiga retrabalhada. Uma explicação alternativa para os dados Sm/Nd é a de que o complexo se formou há 3,25 Ga através do metamorfismo do protólito sedimentar derivado de uma crosta mais antiga de 3,4 a 3,7 Ga. De acordo com Viegas (2007), ocorrem, ainda, no CPJ, intercalações de faixas supracrustais contendo anfibolitos, gnaisses calciossilicáticos, formações ferríferas, quartzitos e mármore na forma de restitos nos ortognaisses.

O Complexo Brejinho ocorre ao longo da margem leste do Complexo Presidente Juscelino, tendo sido formado durante episódios de magmatismo e eventos tectono-metamórficos, entre 3,3 e 3,18 Ga (idades U/Pb em zircão), correspondendo a um pequeno segmento de crosta juvenil Arqueana, com valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ e idades modelo T_{DM} distintas das idades obtidas por datações

em zircão. Este complexo é caracterizado por trondhjemitos peraluminosos aflorantes na região de Brejinho compostos por rochas de granulação grossa, leuco a mesocráticas, de composição granodiorítica a tonalítica, apresentando graus variáveis de migmatização. Biotita e granada aparecem como minerais característicos das rochas desta unidade litoestratigráfica, sugerindo significativo envolvimento de protólito sedimentar (Dantas *et al.*, 2004).

As rochas intrusivas máficas do Complexo Senador Elói de Souza compõem uma unidade representada por metagabros, anortositos ricos em granada e rochas ricas em oligoclásio que intrudiram a unidade de 3,25 Ga, ao longo de uma zona de cisalhamento SE-NW. Este Complexo consiste em um estreito segmento de rochas aflorantes na Porção Central do Maciço São José do Campestre e é composto por hedenbergita-oligoclásio gnaisses, granulitos, anfibólio gnaisses, metagabros, leuconoritos e meta-anortositos ricos em granada. Foram obtidas idades U/Pb em zircão que indicam cristalização a 3,08 Ga e metamorfismo subsequente em 0,6 Ga (Dantas *et al.*, 2004).

O final do Arqueano foi marcado por episódios de magmatismo representados no MSJC pelos plútons sienograníticos que afloram próximo à cidade de São José do Campestre. Estas rochas apresentam idades de 2,7 Ga obtidas pelo método U/Pb em zircão e apresentam textura grossa, homogênea e coloração rósea. São compostas, essencialmente, por ortoclásio, plagioclásio, hornblenda e hastingsita, podendo ocorrer biotita e alanita como minerais acessórios. Idades modelo T_{DM} de 3,2 Ga e valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ assim como a alta alcalinidade indicam que estas rochas podem representar produto de fusão dos gnaisses mais antigos que as circundam (Dantas *et al.*, 2004).

Essas unidades carecem de estudos de detalhe bem como de reconhecimento e caracterização de unidades ígneas e sedimentares com preservação de características primárias, estando este estudo no bojo desta contribuição.

b) Terrenos Paleoproterozoicos

A transição entre o Arqueano e o Proterozoico é marcada por mudança expressiva do gradiente geotérmico e por consequente produção de,

aproximadamente, 2/3 a 3/4 da crosta continental por acreção de magmas juvenis no Arqueano, para um regime mais diversificado com gradiente geotérmico mais baixo e predominância de reciclagem crustal durante o Proterozoico (Taylor & McLennan, 1989). Neste contexto, Souza *et al.* (2007) explicam que o Paleoproterozoico foi uma era marcada por expressivo magmatismo calcioalcalino responsável pela formação das principais unidades litológicas que compõem o Complexo Caicó. Tais rochas correspondem, predominantemente, a metaplutônicas dioríticas a graníticas, com tendência calcioalcalina de alto potássio apresentando idades (Rb/Sr, U/Pb, Pb/Pb e Sm/Nd) de 2,25 a 2.15 Ga.

Dantas (1996) individualizou três blocos crustais principais formados em diferentes eventos que caracterizam processos orogenéticos acrecionários e colisionais, a saber: Complexo João Câmara e os Terrenos Serrinha – Pedro Velho e Santa Cruz. Caracterizou, ainda, um evento acrecionário em ca. 2,25 Ga, marcado por granitogênese sin-colisional formando o Complexo João Câmara (biotita e/ou hornblenda migmatitos bandados, intercalados com granada-biotita gnaisses graníticos) e o Terreno Serrinha – Pedro Velho (idades U/Pb em zircão de 2,2 Ga), relacionado à geração de crosta continental juvenil e composto por biotita-hornblenda migmatitos com paleossoma predominantemente tonalítico à granodiorítico e leucossoma granítico, além de intercalações de anfibolitos e calciossilicáticas.

O terreno Santa Cruz também foi individualizado (com idades U/Pb em zircão de 2,23 a 2,07 Ga), sendo sua formação resultado de um intenso magmatismo calcioalcalino derivado de crosta arqueana retrabalhada e composto por biotita-hornblenda ortognaisses tonalíticos à granodioríticos, assim como a Suíte Inharé, com idade U/Pb em zircão de 2,19 Ga, compreendendo enxames de diques de biotita anfibolitos e metahornblenditos toleíticos.

De acordo com Van Schmus *et al.* (1995) e Dantas (1996), as idades primárias de cristalização, para a maioria dos gnaisses que circundam o MSJC (Complexo Gnáissico Paleoproterozoico), chegam até 2,15 e 2,19 Ga, mostrando assinaturas isotópicas com enriquecimento em Nd e idades modelo T_{DM} de 2,6 a 2,5 Ga. Alguns gnaisses paleoproterozoicos juvenis também estão presentes ao longo da margem leste do Maciço, indicando que o Complexo Gnáissico corresponde a uma colagem heterogênea de terrenos paleoproterozoicos distintos.

Para Dantas (1996) e Dantas *et al.* (2004), durante o Ciclo Transamazônico, houve uma fase de acreção crustal e de amalgamação

responsável por alojar os enclaves Arqueanos do Maciço São José do Campestre em uma grande quantidade de gnaisses mais jovens, ocorrendo a cratonização deste cinturão Paleoproterozoico em torno de 2,0 Ga (idades U/Pb em titanita e leucogranitos tardios aos demais granitóides).

1.4 METODOLOGIA

Para levar a efeito o objetivo proposto neste estudo foram tomadas investigações integrando trabalhos de campo, estudos petrográficos e geoquímicos.

As caracterizações geológicas e as identificações dos corpos distribuídos ao longo do MSJC bem como suas relações estratigráficas foram feitas em campo, em quatro etapas nas quais foram coletadas 17 amostras representativas de ocorrências de Formações Ferríferas. Na terceira etapa de campo, foram executados mapeamentos de detalhe na região da Serra Preta com o objetivo de estabelecer um melhor controle amostral e litoestratigráfico.

As amostras foram enviadas aos laboratórios da Universidade de Brasília (UnB) para confecção de lâminas delgadas, lâminas polidas e de seções polidas. Exaustivos trabalhos petrográficos e mineralógicos foram conduzidos com o auxílio de microscópio de luz transmitida e refletida, além de difratometria de Raios-X.

As análises geoquímicas, após preparação no laboratório de Geocronologia da UnB, foram enviadas ao laboratório ACME – Canadá para análises de rocha total. 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. Metais preciosos e metais base foram determinados após digestão de 0,5g de amostra com Água Regia e posterior análise em ICP-MS. As abundâncias dos óxidos de elementos maiores foram obtidas por Fluorescência de Raios X após fusão da amostra com tetraborato de lítio. O software utilizado para a geração dos gráficos foi o Excel 2010.

Os dados de Isótopos estáveis foram obtidos no laboratório de Isótopos Estáveis na Geocronologia – Geochronos – UnB, com o espectrômetro de massa DELTA V PLUS com entrada dupla (*dual inlet*), que permite a análise de amostras por sistema *on line* e *off line*. Como procedimentos, foram realizados testes de pesagem para os quais foi utilizada uma alíquota de 0,4 mg que gerou melhor sinal

isotópico apesar de o padrão de pesagem ser 0,2 mg. O erro analítico para $\delta^{13}\text{C}$ é de 0,05‰ e 0,10‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

Na etapa de preparação e extração do gás CO_2 para análise das razões isotópicas, utilizou-se o equipamento GasBench II (*online*) acoplado a um espectrômetro de massa de fonte gasosa Delta V Advantage, sendo os frascos de vidro contendo as amostras dispostos em um bloco térmico onde se mantém a temperatura de 72°C, com o objetivo de reduzir o tempo de reação. Por meio da inserção de agulhas através de um septo, inicialmente, retira-se o excesso de gases atmosféricos utilizando-se um fluxo de He. Posteriormente, uma segunda agulha perfura o septo injetando ácido H_3PO_4 a 100% para que ocorra reação com a amostra, liberando o CO_2 . Por fim, uma última agulha extrai o gás, que é purificado e enviado para o espectrômetro para determinação das razões isotópicas.

2 GEOQUÍMICA E GÊNESE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E CARBONATOS DA PORÇÃO SUL DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA

Figueiredo, B.S.¹; Dantas, E.L.²; Silva Filho, C.V.R.; Vieira L.C..

Resumo

As características petrográficas e químicas das Formações Ferríferas e Metacarbonatos do Maciço São José do Campestre no Estado Rio Grande do Norte proveem informações sobre condições físico-químicas dos oceanos arqueanos, refletindo condições deposicionais distais e proximais dos *vents* hidrotermais nos assoalhos oceânicos. As FF são compostas principalmente por magnetita/hematita, quartzo, anfibólio (grunerita-cummingtonita) e piroxênio (hedenbergita). São formadas predominantemente por SiO₂ (37,7 a 66,5 wt.%) e Fe₂O₃ (31,3 % e 59,6 %) com concentrações muito baixas de Al₂O₃ (0,07 a 1,32%), TiO₂ (0,01 a 0,07%), CaO (0,01 e 1,16%) e MgO (0,03 a 1,52%). Em geral, possuem razões La/Sm_{CN} > 1, Sm/Yb_{PAAS} < 1 e Eu/Sm_{PAAS} > 1 com concentrações totais de ETRY variando entre 6,03 a 106,36 ppm. As características geoquímicas marcam a existência de dois grupos distintos de FF onde as FF do grupo I correspondem a ocorrências com as maiores concentrações de ETRY e padrões de distribuições retilíneos, enquanto as FF do grupo II mostram um marcado enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. As ocorrências do grupo I possuem anomalias menos pronunciadas em Eu* e as maiores anomalias negativas em Ce*. Enquanto que as FF do grupo II, mostram maiores razões Y/Ho, e maiores concentrações em V, Co, Ni e Cu. Ambos os grupos mostram comportamentos geoquímicos similares aos padrões observados em FF de idade arqueana, principalmente às de Isua (Groelândia) as FF mais antigas já datadas até o momento. Os trabalhos de mapeamento realizados ao norte da cidade de Tangará, na região do Serrote Preto, permitiram a identificação de três fácies de metacarbonatos denominadas de mármore calcíticos, mármore calci-dolomíticos e mármore dolomíticos. Os mármore calcíticos apresentam concentrações de CaO e MgO entre 34,4% e 47,6% e 3,1% a 15%, respectivamente, maiores concentrações de elementos traços e ETRY, com padrões de enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP e composições isotópicas de δ¹³C variando de -10,1 a -1,7‰ (média de -4,3‰). Os mármore calci-dolomíticos possuem concentrações de CaO entre 30,4% e 36,1% e MgO entre 14,3% e 19,5% com δ¹³C variando de -6,2 a 1,0‰. O mármore dolomíticos apresentam uma maior heterogeneidade nos valores dos elementos analisados com concentrações de CaO e o MgO entre 30,2% a 43% e 6,4% a 19,6% respectivamente, com valores de δ¹³C de -3,4 a 1,1‰. A associação destes metassedimentos químicos se complementam em caracterizar condições deposicionais distintas dentro dos mares arqueano com variáveis condições oxi-

¹ Pós-graduação em Geologia, Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF.

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

redox, onde o grupo I de FF e metacarbonatos refletem condições distais, nas plataformas marinhas, e as FF do grupo II condições de fundo oceânico, em sítios proximais aos *vents* hidrotermais.

Palavras-chave: Formações Ferríferas - Mármore - Sequência Vulcanossedimentar Serra Caiada - Arqueano.

2.1 INTRODUÇÃO

Ocorrências de metassedimentos químicos, aqui representados por formações ferríferas (FF) e carbonatos formados no Arqueano são raras e de extrema importância na reconstrução da evolução paleoambiental do planeta. As assinaturas das condições e características dos mares em que estes sedimentos foram depositados estão muitas vezes registradas em suas características geoquímicas e isotópicas (Fryer, 1977; Derry & Jacobsen, 1990; Shimizu *et al.*, 1990; Bau & Moller, 1993; Kato, Kano & Kunugiza, 2002).

Traçadores geoquímicos como elementos terras raras, yttrium (ETRY) e assinaturas isotópicas (Sm-Nd, C-O), atualmente, vêm sendo extensivamente utilizadas e discutidas como confiáveis ferramentas nas investigações da distribuição dos ETRY da água do mar e na determinação da proveniência destes sedimentos (Bau & Dulski, 1996; Kato, Kano & Kunugiza, 2002; Shields & Webb, 2004; Bolhar *et al.*, 2004; Frei *et al.*, 2008; Alexander, Bau & Andersson, 2009).

As informações obtidas pelos ETRYs consideram que a composição da água do mar é função dos processos que controlam esta distribuição nos mares (Alexander, Bau & Andersson, 2009). Nas condições atuais, a quantidade de ETRY que emana nos *vents* hidrotermais (*black smokes*) é negligenciável. Estudos isotópicos de Nd conduzidos por Piepgras e Wasserburg (1980) determinaram que esta distribuição é controlada por sedimentos provenientes de alteração da crosta continental através de fluxos fluviais. No Arqueano, anomalias em Eu (Europium), Ce (Cerium) e maiores associações vulcânicas conduzem à interpretação de que grande aporte de soluções hidrotermais dominavam os mares antigos (Fryer, 1977; Fryer, Fyfe & Kerrich, 1979; Derry & Jacobsen, 1990; Danielson, Möller & Dulski, 1992; Bau & Moller, 1993).

Para Graf (1978), Bau e Dulski, 1996 e Bekker *et al.* (2010), as variações nos padrões de ETRY em FF não devem ser atribuídas exclusivamente a alterações

nos padrões de ETRY da água do mar, mas, também, a variáveis proporções de mistura de outros materiais de base, tais como fases detríticas e vulcanoclásticas. Estas variações nos padrões de ETRY, além de refletirem as condições dos ambientes deposicionais, também podem determinar a localização das FF em relação às fontes hidrotermais (Kato, Kano & Kunugiza, 2002). Nesta busca, anomalias em Eu (II/III) e Ce (III/IV) são extensivamente utilizadas, pois, no grupo dos ETRY, somente estes elementos apresentam mudanças potenciais (em seu estado iônico) em relação às condições de oxirredução em ambientes sedimentares/oceânicos.

Outras feições, como típico bandamento e características petrográficas, nestas rochas químicas também propõem diferentes características deposicionais, sendo imprescindível uma correlação litoestratigráfica e uma criteriosa análise petrológica para se concluir que as distribuições de ETRY e as assinaturas isotópicas nestes sedimentos marinhos podem refletir com precisão a distribuição de ETRY da água do mar onde foram formadas e preservar assinaturas isotópicas da fonte destes sedimentos.

Uma série de mapeamentos identificaram uma série de corpos de formações ferríferas e metacarbonatos como componentes de rochas supracrustais do Maciço de idade arqueana São José do Campestre (MSJC). Neste Maciço, que ocupa uma área de 5.000 km² no Estado do Rio Grande do Norte, as ocorrências estão associadas a anfibolitos bandados, anfibólio gnaisses, piroxenitos, rochas calcissilicáticas e xistos aluminosos diversos. Este conjunto foi submetido a metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito. Rochas máficas e ultramáficas associadas com composição variando de komatiítos (basalto de alto-Mg), piroxenitos, peridotitos, dunitos, serpentinitos e werlitos também são marcantes.

A descoberta de carbonatos e FFBs bem preservados e associados na região da Serra Preta, a 5 km da cidade de Tangará, abre a possibilidade de obtenção de dados sobre a condição da hidrosfera arqueana na Província Borborema, uma vez que estes sedimentos são testemunhas químicas e inserem o MSJC em questões que são atualmente alvo de debates científicos no mundo.

A presente pesquisa promove um significativo avanço do conhecimento geológico ao longo do MSJC, visto que unidades sedimentares químicas similares são muito restritas e fornecem informações sobre a formação e a evolução Arqueana geológica desta região. Além disso, a utilização destas unidades irá

contribuir para o melhor detalhamento estratigráfico, as condições dos mares nos quais foram depositadas e o posicionamento geotectônico destas rochas na bacia, qual a origem das contribuições dos sedimentares das formações ferríferas e metacarbonatos e o que representam as variações isotópicas do carbono nos metacarbonatos, ou seja, para uma melhor ciência do significado do Maciço São José do Campestre, fornecendo subsídios a futuras discussões sobre o modelo evolutivo desta unidade geotectônica.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O Maciço São José do Campestre, originalmente classificado como Maciço Caldas Brandão (Brito Neves, 1975; 1983), é atualmente o mais antigo fragmento de crosta continental existente na Plataforma Sul Americana. É um conjunto de unidades ou blocos crustais formados através de vários episódios de acreção crustal cuja história Arqueana se estende por 700 milhões de anos (3.450 – 2.700 Ma). Engloba uma área com mais de 5.000 km², limitando-se, a sul, pela Zona de Cisalhamento Remígio – Pocinhos; a oeste, pela Zona de Cisalhamento Picuí – João Câmara; e a norte e leste, por coberturas mesocenoicas e recentes, respectivamente (Dantas *et al.*, 1995, 2004).

Mapeamentos de semidetalle conduzidos nos últimos dez anos conduziram Dantas *et al.* (2004) a reportaram a existência de uma nova unidade litoestratigráfica no MSJC, denominada Sequência Vulcano-sedimentar Serra Caiada (SVSC), que ocorre circundando toda a forma dômica do MSJC, exposta, por uma extensão de mais de 200 km, como faixas estreitas, com largura variando entre 5-10 km. 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. (Figura 8).

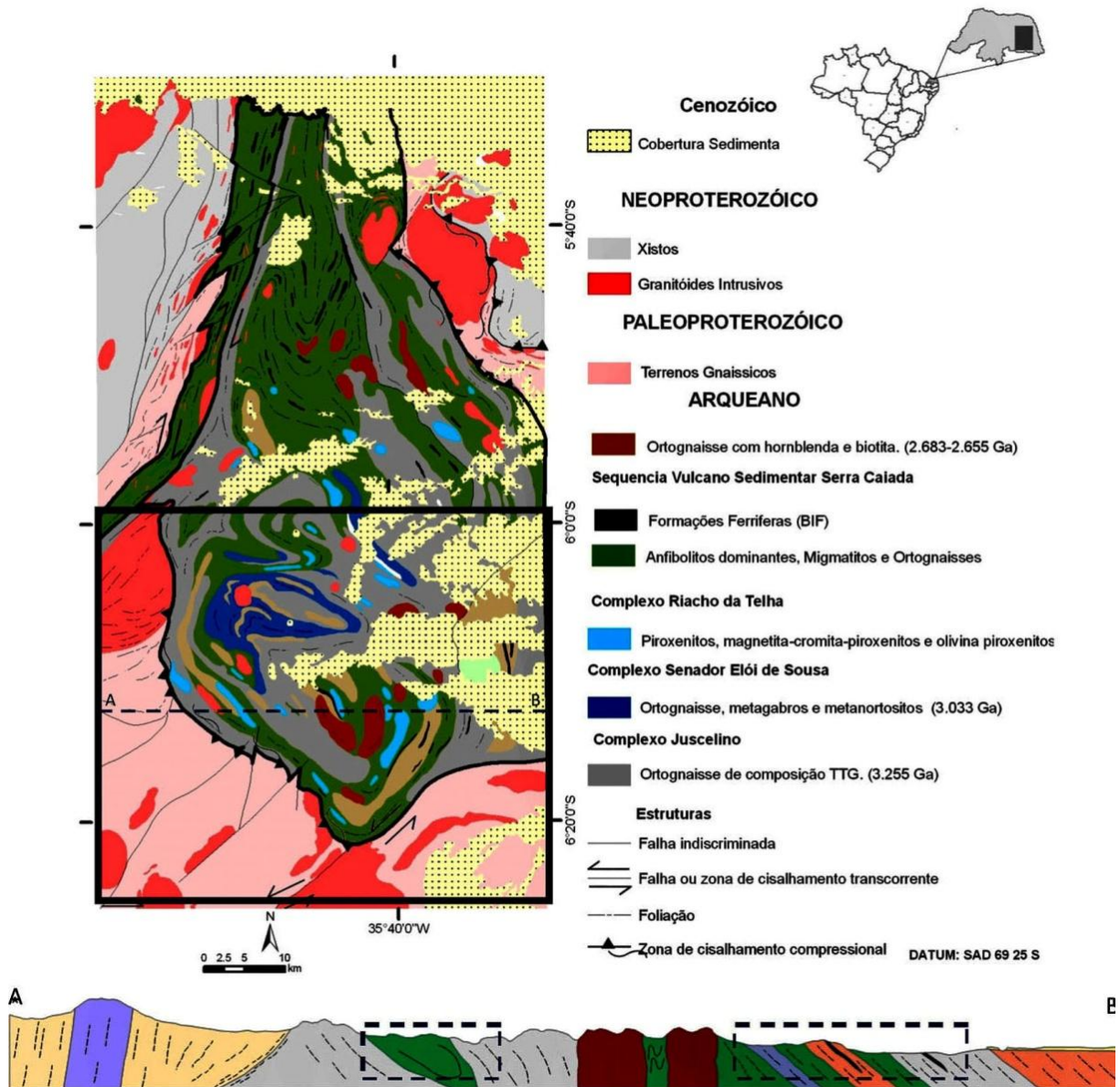


Figura 8 – Mapa do Maciço São José do Campestre com delimitação da porção sul (em destaque no polígono preto) e, abaixo, seção esquemática do MSJC. Na seção, os polígonos tracejados representam as unidades onde estão hospedadas as formações ferríferas e carbonatos.

Essas unidades foram desmembradas por processos tectônicos e erosivos que dificultam o seu reconhecimento. Contudo, estes remanescentes de rochas supracrustais, principalmente metassedimentares, mostram feições texturais bem preservadas (Dantas, 2009).

A assembleia de rochas supracrustais em contato com as ocorrências de FF e carbonatos observada é marcada, basicamente, por anfibolitos bandados, anfibólio gnaisses, piroxenitos, formações ferríferas bandadas (FFB), rochas calcissilicáticas e xistos aluminosos diversos. Este conjunto foi submetido a

metamorfismo de fácies anfíbolito alto a granulito. Também, rochas máficas e ultramáficas associadas com composição variando de komatiítos (basalto de alto-Mg), piroxenitos, peridotitos, dunitos, serpentinitos e werlitos foram recentemente reportadas por Jesus (2011). Ocorrem, ainda, rochas com cumulatos de olivina, além de corpos de metagabros e piroxenitos como faixas concordantes às encaixantes, sugerindo que formem *sills* intrusivos nesta sequência.

As idades modelo T_{DM} obtidas das rochas associadas (de caráter vulcano-sedimentar) variam entre 3.5 e 2.7 Ga, sugerindo que diferentes fontes/bacias podem estar envolvidas na sua geração (Dantas, 2009; Silva Filho, 2012).

2.3 MÉTODOS

Para levar a efeito o objetivo proposto neste estudo foram tomadas investigações integrando trabalhos de campo, estudos petrográficos e geoquímicos. As caracterizações geológicas e as identificações dos corpos distribuídos ao longo do MSJC bem como suas relações estratigráficas foram feitas em campo onde amostras representativas foram coletadas.

Foram realizados ao todo quatro etapas de campo nas quais foram realizadas caracterizações e coleta de 17 amostras representativas de ocorrências de Formações Ferríferas. Na terceira etapa de campo, foram executados mapeamentos de detalhe na região da Serra Preta com o objetivo de estabelecer um melhor controle amostral e litoestratigráfico. As amostras foram enviadas aos laboratórios da Universidade de Brasília (UnB) para a confecção de lâminas delgadas, lâminas polidas e seções polidas. Exaustivos trabalhos petrográficos e mineralógicos foram conduzidos com auxílio de microscópio de luz transmitida e refletida, além de difratometria de Raios-X. As análises geoquímicas, após a preparação no laboratório de Geocronologia da UnB, foram enviadas ao laboratório ACME – Canadá para análises de rocha total.

Os dados de Isótopos Estáveis foram obtidos no laboratório de Isótopos Estáveis da Geocronologia, da UnB, através de espectrômetro de massa DELTA V PLUS com entrada dupla (*dual inlet*), que permite a análise de amostras por sistema *on line* e *off line*, equipado com analisador GAS BENCH II com amostrador automático para determinação de razões isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nos mármorees.

2.4 AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS

2.4.1 ASPECTOS DE CAMPO

As formações ferríferas constituíram importantes resistatos marcados como pequenas serras na superfície geomorfológica do estado do rio grande do norte. Esta característica propiciou inúmeras exposições rochosas de pequenas dimensões associadas às quais se desenvolvem solos rasos de cor marrom-avermelhada, com presença de grumos magnéticos.

As ocorrências destas rochas (Figura 9) estão associadas a pequenas faixas de extensões métricas a decamétricas, expondo corpos de blocos centimétricos a métricos *in situ*. Estas áreas de ocorrência evidenciam uma geometria predominantemente com aspecto lenticular, com corpos descontínuos dentro da SVSC, um aspecto que pode estar relacionado a fatores sedimentares/estratigráficos, ao nível erosional regionalmente imposto e/ou ao resultado de intensos desmembramentos ligados à estruturação geotectônica/deformação da SVSC. Na porção NW da área, concentra-se a maior quantidade de exposições, sendo os melhores afloramentos identificados nas porções Nordeste (N da cidade de Tangará) e SE (NE da cidade de São José do Campestre) da área de estudo.

Nessas exposições mapeadas, as encaixantes diretas de rochas supracrustais em contato com as ocorrências de FF são marcadas basicamente por anfibólitos bandados, anfibólio gnaisses e níveis/lentes de piroxenitos. Subordinadamente, rochas calcissilicáticas e xistos aluminosos são também observados. Associadas a estas unidades, as FFs se destacam em relevo e com típico desenvolvimento de solos de cor escura e com grumos magnéticos.

A sequência de ocorrências de FFs do MSJC apresenta coloração de cinza escura a variações de marrom escuro, possui clássico bandamento/laminação, de moderado a fortemente magnética. Estas rochas são compactas a semcompactas, com raros níveis friáveis, geralmente ligados a zonas de pequenas dimensões e alteradas (com a presença de goethita). Ocorrem, localmente, nos afloramentos, porções brechadas e/ou dobradas.

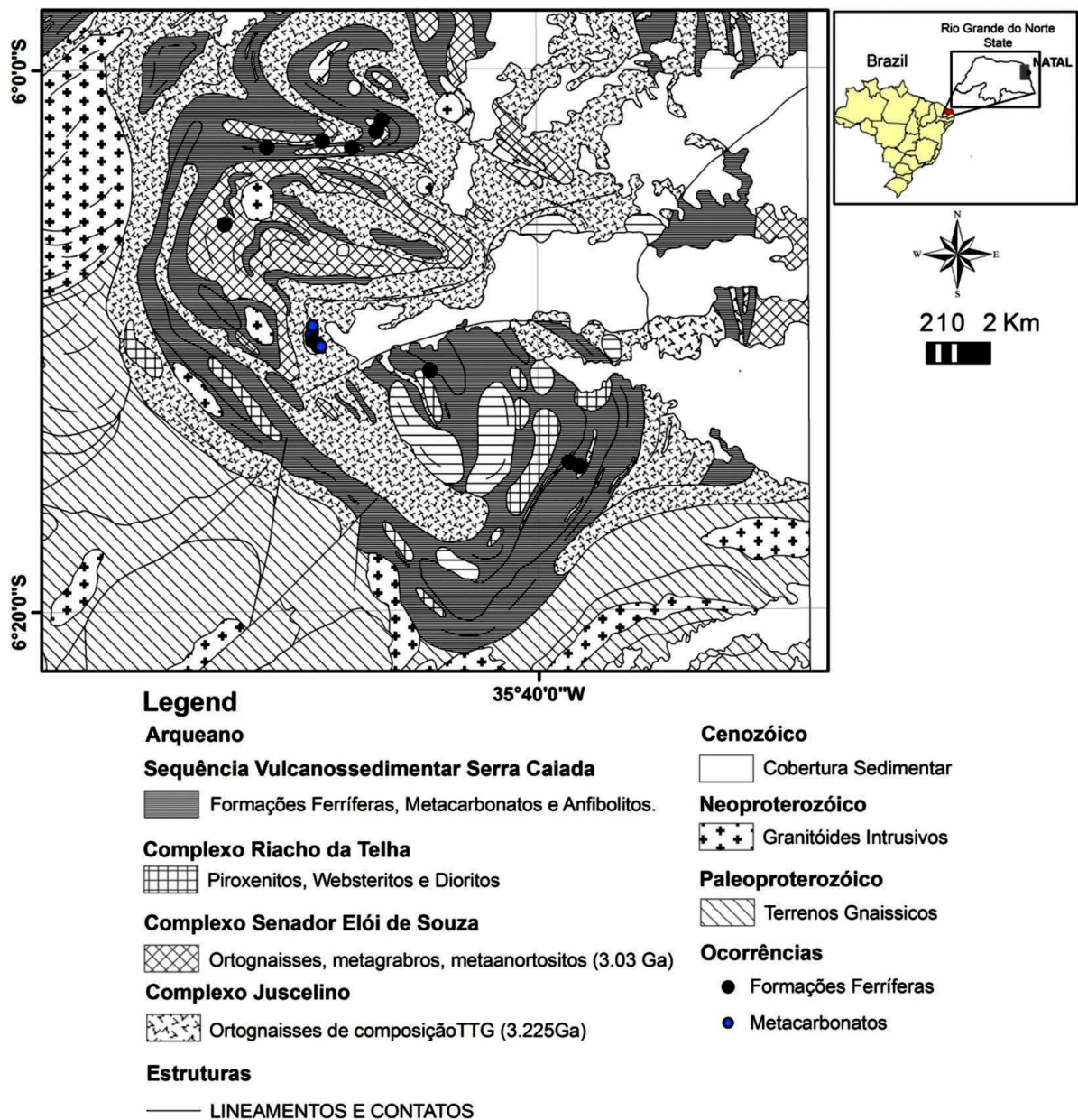


Figura 9 – Mapa de ocorrências (pontos de cor preta) de Formações Ferríferas na Porção Sul do Maciço São José do Campestre (MSJC).

As formações ferríferas (FF) intercalam camadas ricas em óxido de magnetita/hematita, quartzo e outras ricas com anfibólios e piroxênios com óxidos de ferro numa nítida ritmidade entre camadas ricas em ferro e camadas pobres em ferro (predomínio de quartzo). O óxido de ferro predominante é a magnetita. Na porção NW da área de estudo, onde estão destacados dobramentos regionais, predomina a ocorrência de FF anfíbolíticos e, ao longo da porção leste, destacam-se componentes com quartzo e óxidos de ferro (Foto 1).

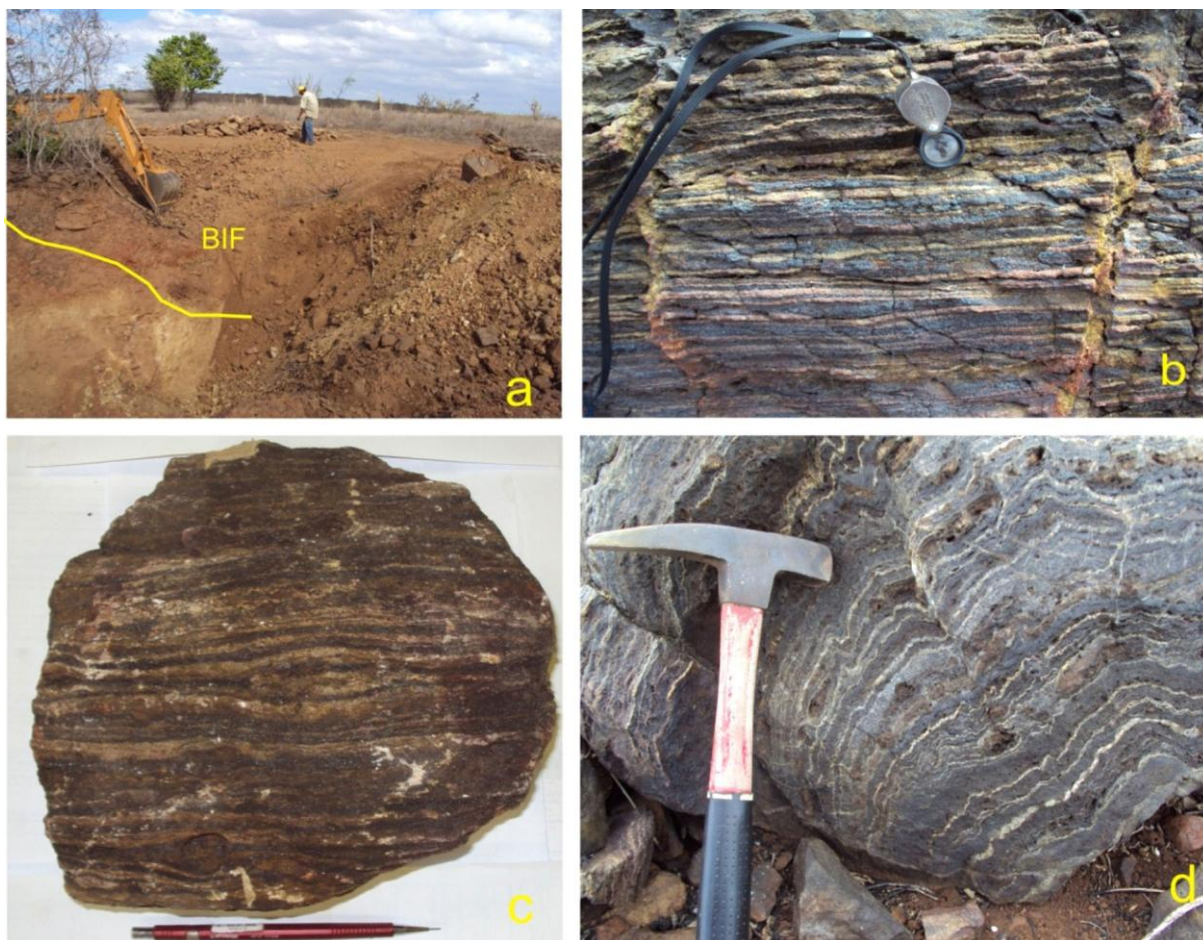
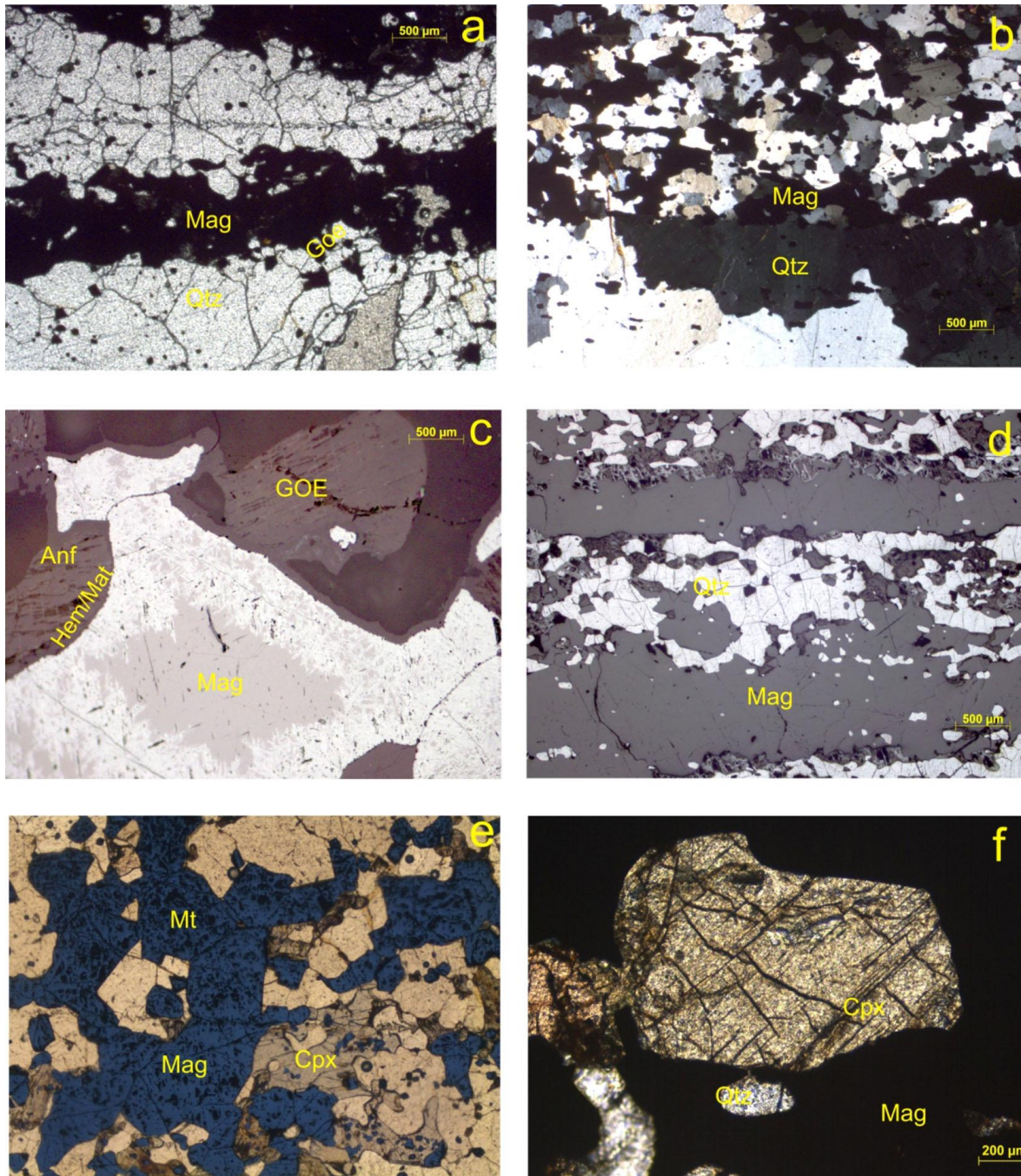


Foto 1 – (A) Afloramentos expostos em escavações no alto do relevo com presença de Formações Ferríferas. (B) Amostra de FF evidenciando laminação/mesobandamento. (C) Amostra CT-215A evidenciando variação de espessura de laminação/bandamento. (D) Detalhe de afloramento (amostra TAM-04B) estrutura microbandada com foliação de alto ângulo

2.4.2 ASPECTOS PETROGRÁFICOS

As caracterizações petrográficas foram feitas a partir da análise de 17 lâminas delgadas e de 7 seções polidas de FF, todas coletadas em campo, ao longo de todo o MSJC, nas partes mais preservadas de afloramentos e exposições em escavações, excluindo, ao máximo, amostras com feições secundárias de alteração e oxidação. Nas FFs, as espessuras das bandas oscilam de milímetros a centímetros. Segundo a classificação de Trendall (2002), apresentam-se de micro a macrobandadas (microbandas: 0,3–1,7 mm; mesobandas: 1,7–2,54 mm; macrobandas: >2,57 mm), sendo observados, em maior grau, níveis meso e macrobandados com variações na ordem de 1,9 a >2,49 mm (Fotomicrografia 1–a, b, d). O contato entre estes níveis é predominantemente brusco, sendo rara a existência de gradação entre as bandas, quase sempre dada pela presença de magnetita inclusa em grãos de quartzo e nos interstícios de anfibólios.



LEGENDA

Mag – Magnetita	Hem – Hematita	GOE – Goethita	Mat – Martita	Opx – Ortopiroxênio
Qtz – Quartzo	LP – Luz Plana	NC – Nicóis Cruzados		LR – Luz Refletida

Fotomicrografia 1 – (A) (CT-127): imagem em LP, objetiva 4X, evidencia mesobandamento (intercalação de camadas ricas em quartzo e em óxidos de ferro) e textura granoblástica em grãos predominantemente xenoblásticos. (B) (CT-125-A): imagem NC, objetiva 4X, textura granoblástica em amostra com granulação média, detalhe em grãos de quartzo com extinção ondulante. (C) imagem LR, objetiva 10X, detalhe de alteração de magnetita em martita nas bordas dos grãos; nota-se um avanço de alteração com formação de goethita em contato com grãos de anfibólio. (D) (CT-140): imagem em LR, bandamento intercalando camadas ricas em hematita e magnetita em martita (Hem) e quartzo. (E) (TG-58): imagem NC, objetiva 10X, detalhe de grão de piroxênio (hedenbergita?) incluído em grãos de magnetita em martita (Hem)

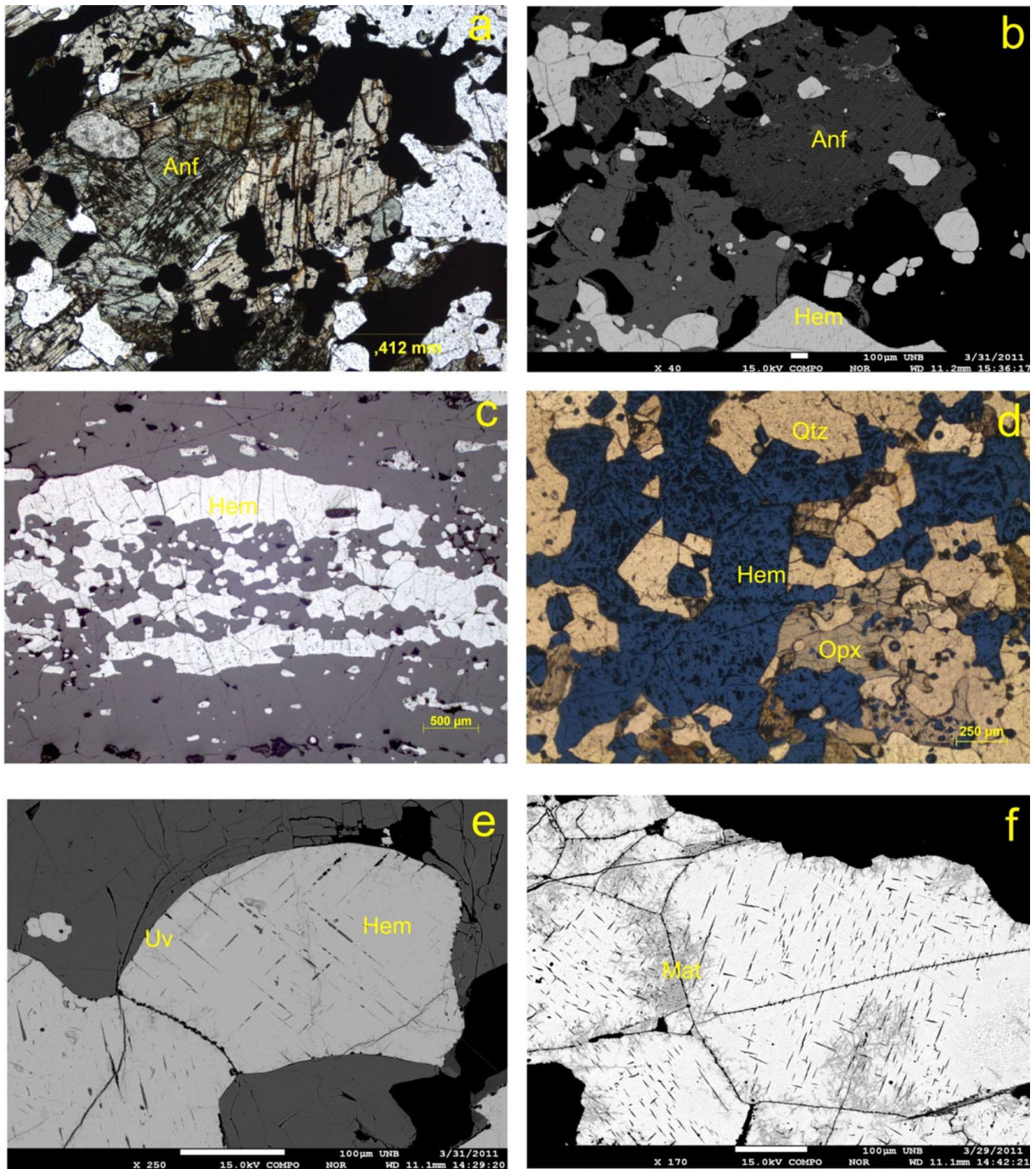
Nesta escala, as amostras apresentam textura granoblástica e subordinadamente granonematoblástica. A orientação, quando existente, é marcada por grãos de magnetita/hematita, grãos alongados de quartzo e anfibólio orientados segundo laminação/foliação. Descontinuidades do bandamento geralmente estão associadas à presença de fraturas, sendo comum o preenchimento por remobilizações de quartzo e óxidos de ferro. A trama varia de equigranular a inequigranular e seu arranjo sugere a preservação dos aspectos primários da FF. A simplicidade mineralógica destas rochas culmina na existência de óxidos de ferro, anfibólios, quartzo e subordinadamente piroxênios (hedenbergita) e anfibólios (hornblenda).

Os principais óxidos de ferro observados são a magnetita e a hematita, nas formas de hematita granular, martita e, raramente, specularita. Em menor quantidade, ocorre a magnetita, quase sempre afetada por reações de martitização nas bordas e em fraturas. Os grãos de hematita são sub-idioblásticos com 450 µm de diâmetro, em média, e ocorrem em agregados associados a porções maciças e homogêneas de magnetita, ao longo do bandamento/laminação. O quartzo representa, em média, 50 a 60% da mineralogia e seus grãos variam entre subédricos e anédricos, com tamanhos variados, com grãos maiores exibindo extinção ondulante e subgrãos.

As hematitas e magnetitas em martita (quando evidente a textura de martitização) se apresentam em grãos idioblásticos a xenoblásticos associados a uma granulação que varia de fina a grossa. Os contatos entre grãos de magnetita são ondulados e retos; entre magnetita-anfibólio são interlobados e suturados; entre magnetita e quartzo são interlobados, sendo retos (em minerais idioblásticos) quando imersos no quartzo. A martitização é comum nas bordas e em zonas fraturadas dos grãos (Fotomicrografia 2-c).

Os anfibólios foram observados nas amostras cujos minerais se apresentam xenoblásticos a sub-idiomórficos, com tamanhos variando entre 0,1mm e 2,0mm e em cores claras amarronzadas e esverdeadas. O contato destes minerais com os óxidos de ferro é ondulado e interlobado, raramente reto, e com presença de texturas de reação entre estes minerais (Fotomicrografia 2-a). É comum a presença de inclusão de grãos de magnetita xenoblástica nos anfibólios, uma textura que sugere reação de formação de anfibólios associada ao óxido de ferro representando,

assim, processos metamórficos. As feições cristalográficas registram tratar-se de anfibólios da série grunerita-cummingtonita e hornblendas.



LEGENDA

Mag – Magnetita	Hem – Hematita	GOE – Goethita	Mat – Martita
Qtz – Quartzo	LP – Luz Plana	NC – Nicóis Cruzados	LR – Luz Refletida

Fotomicrografia 2 – (A) (CT-140): imagem em NC, objetiva 4X; presença de grãos de anfibólio em textura granonematoblástica. (B) (CT-163): imagem MEV, evidenciando grão de anfibólio (Grun-Cumm) em contato com grãos xenoblásticos de Hematita. (C) seção polida (TAM04B), objetiva 2,5X, mesobandamento, em detalhe ao nível rico em magnetita em martita e inclusões de Hem em quartzo. (D) (TG-58-1): imagem em LR, objetiva 4X, presença de grãos xenoblásticos de Opx em contato com grãos sub-idioblásticos de hematita. (E) (Fem-37): imagem MEV, detalhe de grão

hematita com provável exsolução de Uvita(?). (F) (CT-163): imagem MEV, grão de magnetita martitzada e provável exsoluções de Uvita(?)

A presença de hedenbergita é constatada na amostra TG-58. Os grãos de hedenbergita são xenoblásticos e apresentam contatos ondulados e interlobados com anfibólios e magnetita (Fotomicrografia 2–f). A goethita, quando observada, está associada a alteração de anfibólios e hematitas em zonas fraturadas.

O quartzo é predominantemente xenoblástico, com grãos alongados e poligonais, apresentando extinção ondulante e dimensões variando entre 0,010mm e 2,5mm. Os contatos quartzo-quartzo são retos, suturados e em maior proporção, interlobados/ondulados, sendo comum a presença de fraturas; já entre quartzo e magnetita são, predominantemente, retos e ondulados. É comum a presença de inclusões de grãos de hematita e, em menor expressão, de apatita (Fotomicrografia 2–b, c).

Processos de martitização, maiores proporções locais de hematita e a presença de goethita sugerem que as FF foram submetidas a nítidos processos de oxidação supergênicos.

2.4.3 ASPECTOS QUÍMICOS DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS

2.4.3.1 Elementos Terras Raras

Os valores de ETRY das 17 amostras analisadas (Tabelas 1 e 2) foram normalizados ao *Post Archean Australian Shale* (PAAS) obtidos por McLennan (1989) e plotados (Figura 13). As anomalias em Eu foram definidas quantitativamente como:

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \left(\left(\frac{Eu/ [Eu]_{PAAS}}{Sm/ [Sm]_{PAAS}} \right) \times \frac{Gd}{Gd_{PAAS}} \right)^{\frac{1}{2}}$$

onde Eu^* é uma concentração hipotética de Eu.

As anomalias de Ce, Pr e Y foram calculadas da mesma forma. O elemento Y não é comum em gráficos de ETRY, mas foi plotado entre os elementos Dysprosium (Dy) e Hólmio (Ho), de acordo seu raio iônico, para comparação, como observado nos trabalhos de Bau e Dulski (1996). O grau de enriquecimento de ETRL

em relação ao ETRP é apresentado nas razões normalizadas ao PAAS de La e Yb (La/Yb), La e Sm (La/Sm) e Sm e Yb (Sm/Yb).

As concentrações totais de elementos terras raras nas formações ferríferas analisadas mostram valores muito baixos, com $\Sigma ETRY$ na faixa entre 6,03 a 106,36 ppm. Os gráficos plotados comparados ao PAAS ilustram baixos valores e uma leve tendência de enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL. Os gráficos normalizados ao PAAS (McLennan, 1989) mostram tendências lineares a crescentes (Figura 13).

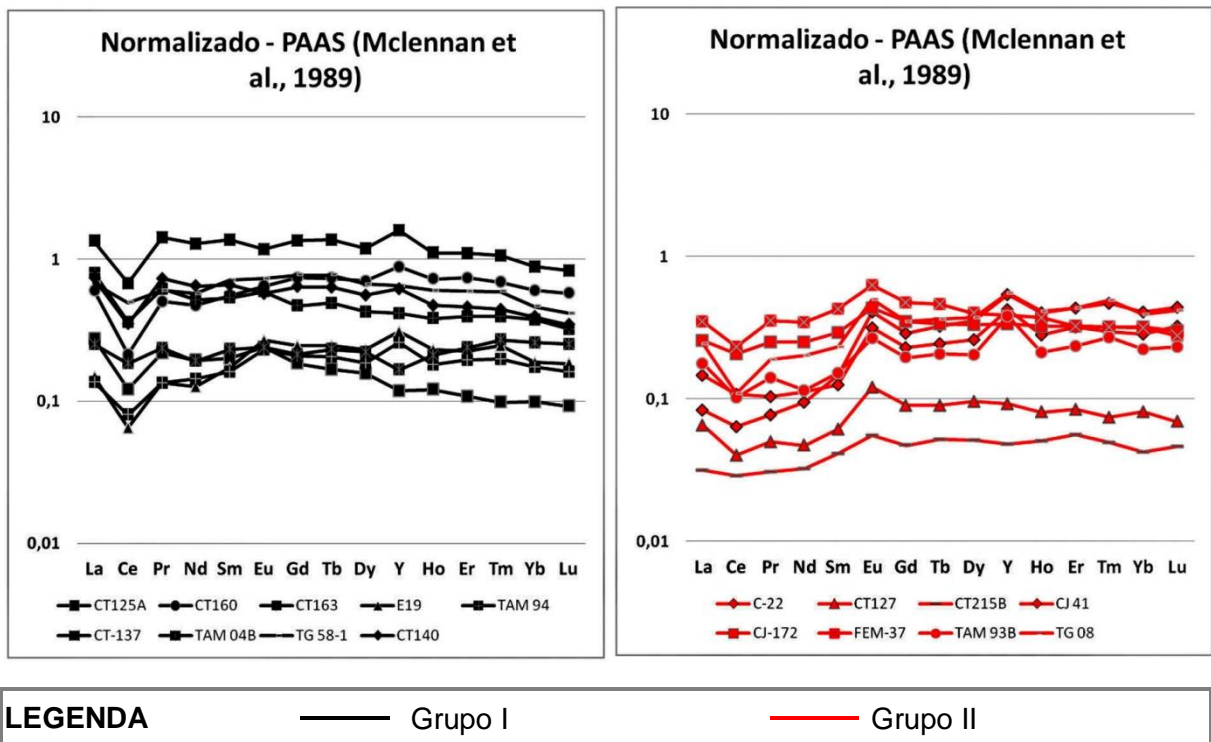


Figura 10 – Distribuição de ETR e Y normalizados ao PAAS. No Grupo I, são observados padrões lineares e uniformes, com anomalias negativas em Ce, enquanto no Grupo II, é marcado um nítido enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL, além de pronunciada anomalia positiva em Eu. Uma análise comparativa entre os comportamentos de ETRY observados por Planavsky et al., 2010 (Figura 1) posiciona o Grupo I em FF similares a FF paleoproterozóicas e o Grupo II em FF arqueano. Estes grupos representam membros extremos de FF depositadas em sítios de diferentes condições físico-químicas e de contribuições sedimentares onde similaridades entre grupos podem estar associadas a condições intermediárias e/ou transicionais entre si

Os valores de ETRY foram apresentados em dois gráficos, de acordo com o comportamento dos conjuntos definidos como Grupo I e Grupo II. O Grupo I apresenta padrões de distribuição de ETRY similares à distribuição nos folhelhos, em sua maioria, enquanto o Grupo II marca notável enriquecimento de ETRL em relação aos pesados.

Em ambos os grupos, as anomalias predominantemente negativas em $Ce_{(PAAS, CN)}$ são nitidamente evidentes, com frequência média de valores de Ce/Ce^* em 0.64 ppm e valores máximo e mínimo de 0.39 e 0.93 ppm, respectivamente. No Grupo I, as anomalias negativas são maiores em relação ao Grupo II. A Figura 14 mostra a correlação entre Ce/Ce^* e Pr/Pr^* , onde a maioria das amostras marca verdadeiras anomalias negativas em Cério, sendo que o Grupo II registra tendências para anomalias positivas em Ce e, em algumas amostras, anomalias positivas em La. Neste mesmo gráfico, o Grupo I marca nítidas anomalias negativas em Ce.

Alguns trabalhos correlacionam os padrões de ETRY de FF com os períodos de tempo (Klein, 2005; Planavsky *et al.*, 2010). Nestes estudos, que englobam as principais ocorrências de FF no mundo (ISUA, Hammersley, Traansvaal, Kuruman, Carajás, Quadrilátero Ferrífero, entre outros) são evidenciadas nítidas diferenças nestes padrões os quais são uma resposta direta das condições tectônicas e paleoambientais que reinavam nestes períodos. No enfoque de nossa discussão, no Arqueano, contribuições hidrotermais oriundas de *vents* localizados no fundo dos oceanos dominavam, marcando maiores anomalias positivas em Eu, enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL, condições anóxicas refletidas nas anomalias negativas em Ce, altas razões Y/Ho, ou seja, uma influência mantélica muito forte. No Paleoproterozoico, em geral, esta influência mantélica é atenuada, associada ao desenvolvimento de bacias maiores, e uma componente continental (litófilos) detrítica é fortemente imposta. Uma análise comparativa entre os comportamentos de ETRY observados (ver Figura 1 – Planavsky *et al.*, 2010) posiciona o Grupo I em FF similares a FF paleoproterozoicas e o Grupo II em FF arqueanas.

Anomalias positivas em $Eu_{(PAAS)}$ são observadas, em ambos os grupos destacados, com exceção das amostras CT-137, TG-58-1, CT-160 e TAM-04B, pertencentes ao Grupo I, que não mostram anomalias positivas em $Eu_{(PAAS)}$. Os valores de Eu/Eu^* variam entre 0.86 e 1.88 ppm com média em 1.3 ppm. Em geral, as ocorrências do Grupo II apresentam anomalias mais bem marcadas em Eu, em relação ao Grupo I.

Os gráficos exibem nítidas anomalias positivas em Y, com exceção das amostras TAM-04B e CT-125A (Grupo I) que exibem anomalias visualmente negativas. As amostras do Grupo II também apresentam anomalias positivas bem marcadas, com exceção da amostra CT-127.

As concentrações de Y e Ho variam entre 1,3 a 43 ppm e 0,05 e 1,1 ppm, respectivamente. As razões Y/Ho apresentam valores entre 21,2 e 48,6: no Grupo I, estão entre 21,2 e 39, com média de 32,0; e entre 25,7 e 48,6, com média de 34,2, no Grupo II (Figura 14). Estes elementos apresentam distintos comportamentos geoquímicos na água do mar onde maiores concentrações de Y estão associadas a fontes mais continentais e os altos valores marcam assinaturas marinhas, enquanto as de Ho estão relacionadas predominantemente a fontes mantélicas.

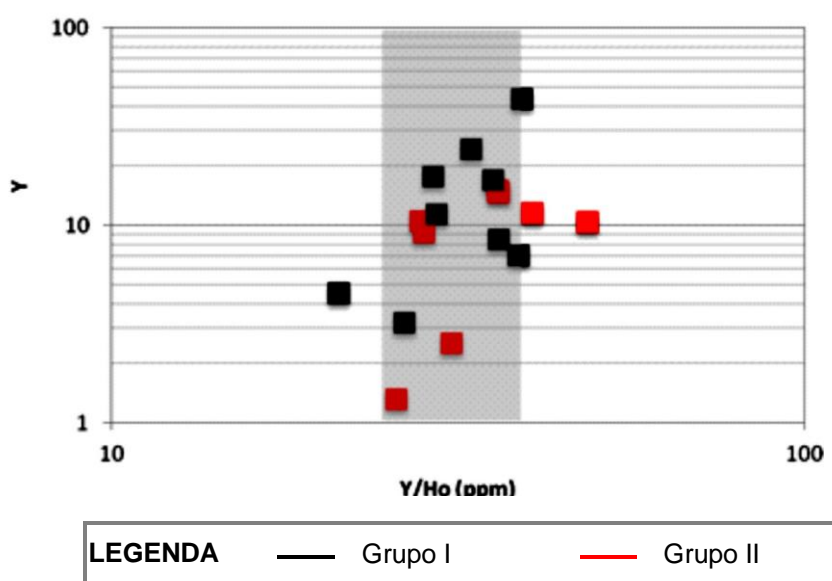


Figura 11 – Gráfico binário entre Y vs Y/Ho
 Fonte: Bau & Dulski (1996). Segundo os autores, o campo de cor cinza claro indica ocorrências de FF que possuem pouca ou nenhuma contribuição detrítica da época de sua deposição

Concentrações totais de ETRY variam de 6.03 a 191.3 ppm, com média de 53.1 ppm. Apenas cinco amostras (CT-137, CT-140, CT-160, CT-163, TG-58-1) apresentam valores muito acima da média (>70 ppm) e, dentre estas, apenas a CT-160 não apresenta correlação positiva com valores altos de Al_2O_3 . Por outro lado, a confirmação de que os teores de ETRY estão hospedados em componentes detríticos não é clara para todas as ocorrências.

As FFs apresentam razões $La/Sm_{CN} > 1$, $Sm/Yb_{PAAS} < 1$ (exceto CT-125A, CT-137, CT-140, CT-163 e TG-58, todas do Grupo I) e $Eu/Sm_{PAAS} > 1$ (exceto CT-137 e CT-140), similares às reportadas por Beukes e Klein (1990) e Bau e Dulski (1996) para FF Pré-cambrianas. Estas FF foram afetadas por nítidos processos de oxidação aos quais não foram submetidas as FFs dos autores supracitados.

Contudo, de acordo com Rollisson (1993), ETRYs são considerados como constituintes imóveis para a maioria dos regimes de alteração.

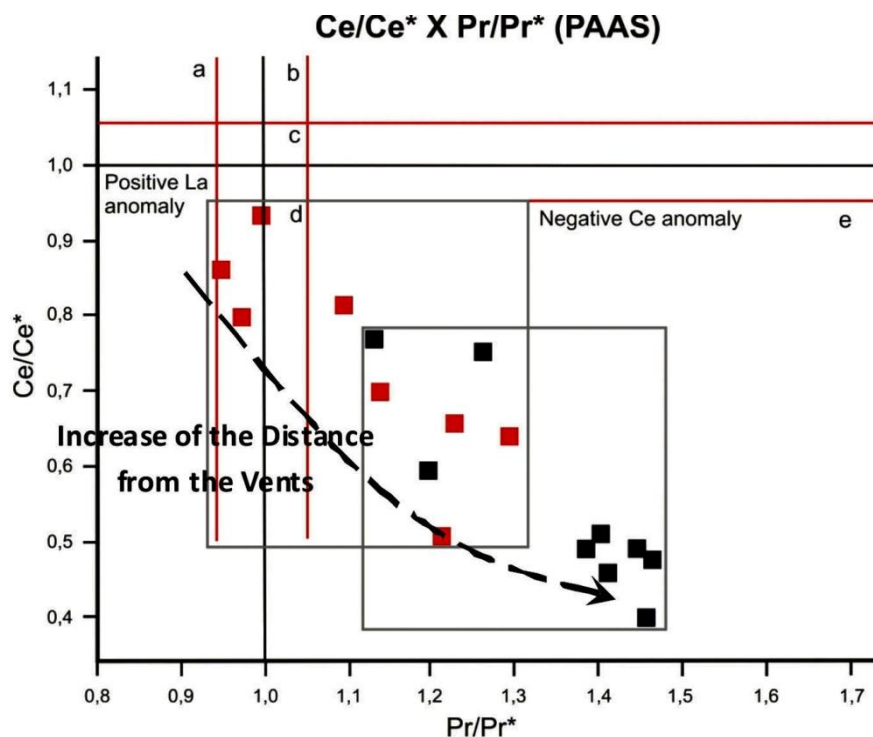


Figura 12 – Amostras da Porção Sul do MSJC em um gráfico (Ce/Ce^*) vs (Pr/Pr^*) . Valores normalizados ao PAAS após McLennan (1989). (a) – campo com anomalia positiva em Ce; (c) – campo sem anomalia de Ce nem de La; (d) – campo com anomalia positiva de La e sem anomalia de Ce; (e) – campo com anomalia negativa em La e sem anomalia em Ce; (e) – campo com anomalia negativa em Ce. Os grupos definem representantes extremos de condições da bacia, onde zonas de superposição indicam ambientes intermediários e/ou transitórios entre os sítios deposicionais. A linha tracejada marca a direção do aumento da distância dos ventos hidrotermais correspondente a condições anóxicas e menor contribuição mantélica

2.4.3.2 Elementos Maiores

A composição de elementos maiores foi determinada em análises de 17 amostras de Formações Ferríferas da parte sul do MSJC cujos valores por elementos e respectivas médias estão listados na Tabela 1. O estudo dos valores obtidos mostra que SiO_2 e Fe_2O_3 são os constituintes dominantes, apresentando soma ($SiO_2 + Fe_2O_3$) em valores sempre >96 wt.%. Como é comum em típicas Formações Ferríferas Pré-cambrianas (Klein, 2005), as concentrações de elementos menores são baixas, com valores menores que 3,5 wt.%.

Tabela 1 – Composição geoquímica de Elementos Maiores, Traços e Terras Raras das Formações Ferríferas da porção sul do MSJC.

Amostras	C-22	CT127	CT215B	CJ 41	CJ-172	FEM-37	TAM 93B	TG 08	CT125A	CT-137	CT140	CT160	CT163	E19	TAM 04B	TAM 94	TG 58-1	Faixa	Média	
Rocha	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	FF	MIN	MAX
SiO ₂	49,12	55,23	37,73	51,2	66,56	46,47	56,87	56,32	53,93	54,38	49,9	55,77	44,23	52,99	56,32	42,82	43,87	37,73	66,56	51,39
Al ₂ O ₃	0,07	0,75	0,39	0,1	0,14	0,93	0,13	0,07	1,32	0,71	0,96	0,14	0,87	0,1	0,58	0,97	1,12	0,07	1,32	0,55
Fe ₂ O ₃	47,42	42,35	59,67	48,4	31,27	51,43	40,21	42,67	43,66	42,27	47,58	40,6	53,7	44,72	40,58	53,03	51,92	31,27	59,67	45,97
MgO	0,09	0,09	1,05	0,1	0,05	0,53	0,06	0,32	0,08	0,45	0,23	0,13	0,06	0,03	0,03	1,46	1,52	0,03	1,52	0,37
CaO	0,01	0,05	0,06	0,02	0,01	0,27	0,02	0,13	0,05	0,33	0,1	0,12	0,02	0,04	0,01	1,02	1,16	0,01	1,16	0,20
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,1	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01
TiO ₂	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,06	0,07	0,01	0,07	0,03
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,02	0,092	0,04	0,04	0,11	0,14	0,05	0,07	0,05	0,14	0,07	0,1	0,08	0,17	0,13	0,02	0,17	0,09
MnO	0,12	0,03	0,06	0,09	0,04	0,2	0,05	0,1	0,04	0,09	0,07	0,06	0,04	0,02	0,02	0,22	0,24	0,02	0,24	0,09
Cr ₂ O ₃	0,002	0,003	0,002		0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,00
TOTAL	96,97	98,6	99,01	100,122	98,14	99,97	97,48	99,78	99,2	98,35	98,94	96,99	99,04	98,03	97,66	99,79	100,1	96,97	100,1	98,72
Valores em percentagem (%)																				
U	0,50	0,20	0,10	0,51	1,30	0,10	2,30	0,30	0,10	0,20	0,20	4,30	0,20	0,40	1,20	0,20	0,10	0,10	4,30	0,72
V	8,00	8,00	8,00	66,00	38,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	29,00	9,00	14,00	21,00	8,00	8,00	8,00	66,00	15,59
Y	14,60	2,50	1,30	11,40	9,10	10,40	10,30	14,90	3,20	43,30	16,80	24,00	11,30	8,40	4,50	7,00	17,60	1,30	43,30	12,39
Zr	1,40	7,30	3,80	2,23	2,60	12,50	4,40	1,40	7,50	5,90	7,60	4,60	8,30	6,30	6,00	13,60	19,10	1,40	19,10	6,74
Ag	0,10	0,10	0,10	*	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
As	0,50	0,70	0,50	*	1,20	0,80	0,50	0,50	0,60	0,50	0,50	0,80	0,50	0,50	0,70	0,50	0,50	0,50	1,20	0,61
Au*	1,80	0,60	0,80	*	1,10	0,70	0,80	0,50	0,60	0,50	0,90	1,20	0,80	0,50	0,50	0,90	0,50	0,50	1,80	0,79
Bi	0,10	0,10	0,10	*	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Cd	0,10	0,10	0,10	*	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Cu	19,90	10,90	2,70	*	39,30	2,70	18,60	12,70	2,10	2,30	3,20	3,30	3,00	2,70	10,70	3,10	0,40	0,40	39,30	8,60
Hg	0,06	0,04	0,02	*	0,05	0,04	0,10	0,09	0,03	*	*	*	0,03	0,01	0,01	0,06	0,12	0,01	0,12	0,05
Mo	1,60	0,10	0,10	*	2,10	0,30	3,90	0,40	0,20	0,50	0,60	2,20	0,10	0,20	0,30	0,20	0,10	0,10	3,90	0,81
Pb	0,50	1,60	0,90	*	5,40	2,00	11,30	0,70	2,60	1,00	1,40	5,10	15,10	1,80	11,80	0,40	11,20	0,40	15,10	4,55
Sb	0,10	0,10	0,10	*	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Tl	0,10	0,10	0,10	*	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Zn	47,00	7,00	1,00	0,00	21,00	6,00	58,00	10,00	3,00	9,00	9,00	13,00	5,00	3,00	25,00	6,00	7,00	0,00	58,00	13,53
Nb	0,30	0,70	0,30	9,00	0,60	0,90	0,30	0,70	0,80	0,20	0,10	0,20	0,90	0,30	0,60	0,80	1,40	0,10	9,00	1,06
Ni	37,70	5,60	3,20	*	41,00	20,00	21,50	48,30	6,40	9,30	8,70	26,90	10,50	33,00	16,00	4,30	7,00	3,20	48,30	18,71
Rb	0,20	0,90	0,20	5,00	0,10	2,00	0,10	0,10	3,90	3,50	2,60	0,10	1,20	0,10	0,80	1,00	0,60	0,10	5,00	1,32
Sn	1,00	1,00	1,00	5,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	5,00	1,24

Valores em ppm (*Au - Valores em ppb - * valores não determinados)

Continuação Tabela 01.

Amostras	C-22	CT127	CT215B	CJ 41	CJ-172	FEM-37	TAM 93B	TG 08	CT125A	CT-137	CT140	CT160	CT163	E19	TAM 04B	TAM 94	TG 58-1	Faixa	Média	
Sr	2,80	1,90	1,30	*	17,10	8,70	3,50	3,90	3,80	10,10	6,40	8,10	39,30	1,10	12,90	10,20	8,40	1,10	39,30	8,72
Ta	0,40	0,40	0,10	*	0,40	0,30	0,20	0,60	0,40	0,20	0,10	0,20	0,10	0,40	0,20	0,40	0,10	0,10	0,60	0,28
Th	0,20	0,90	0,20	0,50	0,30	0,80	0,40	0,20	0,60	0,40	0,50	0,40	0,30	0,40	3,60	0,20	0,20	0,20	3,60	0,59
Ba	5	14	17	826	1051	98	202	118	33	115	57	297	1902	58	1813	163	88	5,00	1902,0	403,35
Be	2,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00	2,00	1,06
Co	48,10	49,80	114,00	44,00	159,20	106,60	123,50	57,00	121,60	80,40	52,70	94,60	75,80	45,90	66,10	37,50	49,60	37,50	159,20	78,02
Cs	0,10	0,30	0,10	50,00	0,10	0,40	0,10	0,10	0,70	0,60	0,40	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	50,00	3,15
Ga	0,90	1,40	0,50	8,00	1,10	1,40	0,50	0,50	1,50	0,90	0,80	0,50	1,70	0,90	1,10	1,60	1,90	0,50	8,00	1,48
Hf	0,10	0,20	0,10	50,00	0,10	0,30	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,20	0,20	0,40	0,60	0,10	50,00	3,12
La	3,20	2,50	1,20	5,60	9,80	13,30	6,80	9,30	10,60	51,40	28,10	23,00	30,60	5,70	9,70	5,20	26,10	1,20	51,40	14,24
Ce	5,10	3,20	2,30	8,60	16,40	18,40	8,10	8,70	9,70	54,20	27,90	17,00	28,80	5,20	14,70	6,40	39,40	2,30	54,20	16,12
Pr	0,68	0,44	0,27	0,92	2,21	3,13	1,24	1,66	1,94	12,62	6,48	4,47	5,45	1,20	2,10	1,19	5,34	0,27	12,62	3,02
Nd	3,20	1,60	1,10	3,80	8,50	11,70	3,90	6,80	6,60	43,70	22,00	16,00	17,50	4,30	6,50	4,90	19,40	1,10	43,70	10,68
Sm	0,81	0,34	0,23	0,70	1,62	2,38	0,84	1,29	1,11	7,64	3,68	3,08	2,97	0,96	1,29	0,90	3,96	0,23	7,64	1,99
Eu	0,44	0,13	0,06	0,34	0,47	0,68	0,29	0,54	0,26	1,27	0,62	0,70	0,64	0,29	0,26	0,25	0,79	0,06	1,27	0,47
Gd	1,34	0,42	0,22	1,07	1,62	2,22	0,91	1,63	0,86	6,29	2,98	3,47	2,19	1,15	1,00	0,97	3,61	0,22	6,29	1,88
Tb	0,25	0,07	0,04	0,19	0,26	0,36	0,16	0,28	0,13	1,06	0,49	0,57	0,38	0,19	0,18	0,16	0,60	0,04	1,06	0,32
Dy	1,65	0,45	0,24	1,22	1,56	1,87	0,95	1,74	0,74	5,59	2,62	3,29	2,01	1,08	1,04	0,87	3,13	0,24	5,59	1,77
Ho	0,40	0,08	0,05	0,28	0,32	0,37	0,21	0,41	0,12	1,10	0,47	0,72	0,38	0,23	0,21	0,18	0,60	0,05	1,10	0,36
Er	1,24	0,24	0,16	0,91	0,92	0,92	0,67	1,24	0,31	3,15	1,32	2,11	1,13	0,64	0,68	0,56	1,70	0,16	3,15	1,05
Tm	0,19	0,03	0,02	0,12	0,13	0,13	0,11	0,20	0,04	0,43	0,18	0,28	0,16	0,10	0,11	0,08	0,24	0,02	0,43	0,15
Yb	1,15	0,23	0,12	0,80	0,90	0,89	0,63	1,10	0,28	2,51	1,11	1,70	1,06	0,53	0,73	0,49	1,31	0,12	2,51	0,91
Lu	0,19	0,03	0,02	0,14	0,13	0,12	0,10	0,18	0,04	0,36	0,15	0,25	0,14	0,08	0,11	0,07	0,18	0,02	0,36	0,13
Σ REE	19,84	9,76	6,03	24,69	44,84	56,47	24,91	35,07	32,73	191,32	98,10	76,64	93,41	21,65	38,61	22,22	106,36	6,03	191,32	53,10
Ce/Ce*(PAAS)	0,80	0,70	0,93	0,86	0,81	0,66	0,64	0,51	0,49	0,49	0,48	0,39	0,51	0,46	0,75	0,59	0,77	0,39	0,93	0,64
Eu /Eu*(PAAS)	1,88	1,59	1,25	1,77	1,36	1,39	1,55	1,72	1,25	0,86	0,88	1,00	1,18	1,28	1,08	1,25	0,98	0,86	1,88	1,31
Pr/Pr*(PAAS)	0,97	1,14	1,00	0,95	1,10	1,23	1,30	1,21	1,39	1,45	1,47	1,48	1,41	1,41	1,26	1,20	1,13	0,95	1,48	1,24
Pr/Yb (PAAS)	0,19	0,61	0,72	0,37	0,78	1,12	0,63	0,48	2,21	1,61	1,86	0,84	1,64	0,72	0,92	0,78	1,30	0,19	2,21	0,99
Y/Ho	36,17	30,97	25,77	40,35	28,18	27,86	48,61	36,01	26,43	39,01	35,42	33,03	29,47	36,19	21,24	38,54	29,07	21,24	48,61	33,08
Sm/Yb(PAAS)	0,36	0,75	0,97	0,44	0,91	1,36	0,68	0,60	2,01	1,55	1,68	0,92	1,42	0,92	0,90	0,93	1,54	0,36	2,01	1,06
Eu/Sm(PAAS)	2,79	1,96	1,34	2,50	1,49	1,47	1,77	2,15	1,20	0,85	0,87	1,17	1,11	1,55	1,04	1,43	1,03	0,85	2,79	1,51

Valores em ppm (* / n.d. - Valores não determinados)

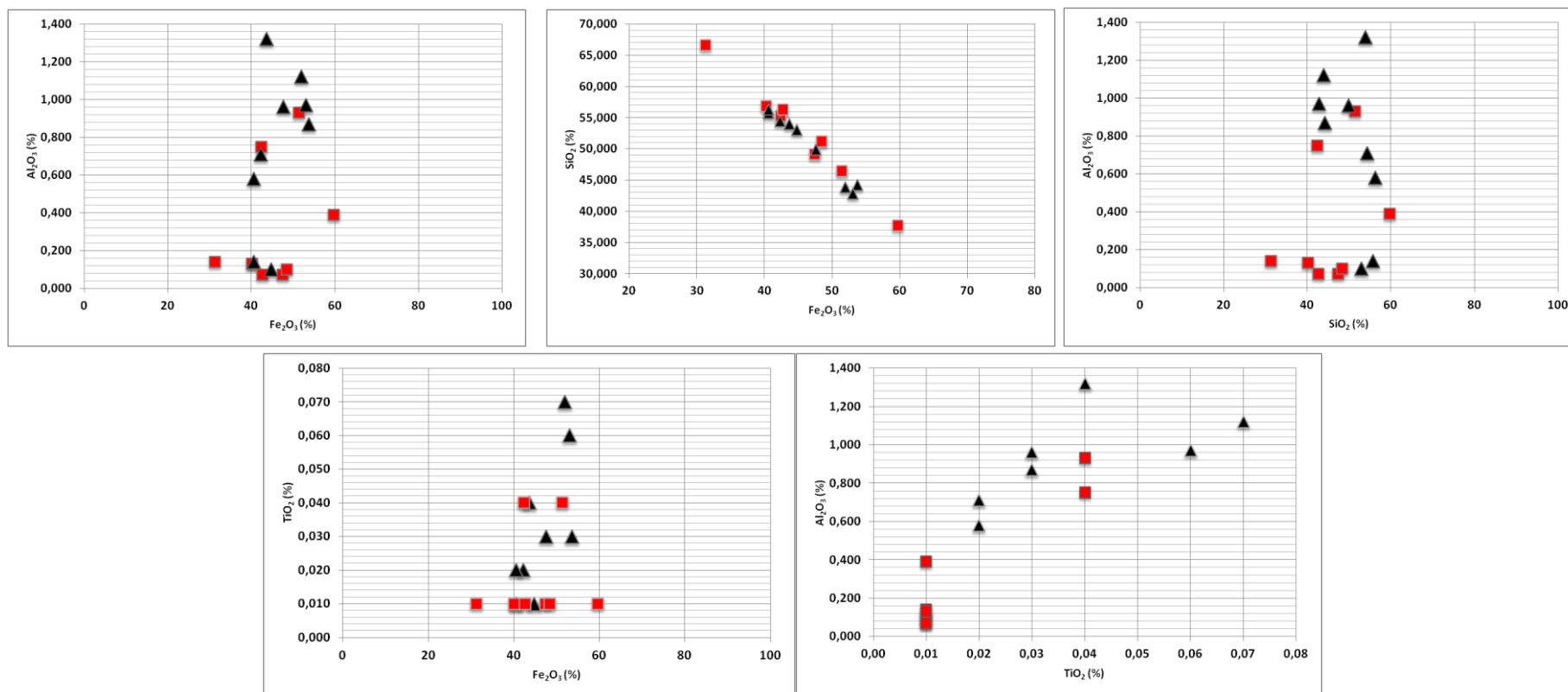


Figura 13 – Gráficos de dispersão de elementos maiores de amostras de FF dos Grupos I e II. Tendências verticalizadas podem ser observadas nas correlações entre Al_2O_3 e TiO_2 com Fe_2O_3 e Al_2O_3 x SiO_2 (a, c e d) que marcam predomínio das maiores concentrações de Al_2O_3 e TiO_2 no Grupo I em relação ao II. A relação entre SiO_2 e Fe_2O_3 (b) não distingue os grupos de FF sugeridos mas exibe o predomínio nas concentrações destes elementos. Os dois grupos podem ser individualizados na correlação entre Al_2O_3 e TiO_2 , (e) marcando moderada obliquidade ($r=0,74$).

A faixa de concentração em SiO_2 varia de 37,7 a 66,5 wt.% e em Fe_2O_3 , entre 31,3 wt.% e 59,6 wt.%, evidenciando que as formações ferríferas sofreram parcial oxidação de Fe^{2+} para Fe^{3+} . Os baixos valores de CaO (0,01 e 1,16%), MgO (0,03 a 1,52%) e Mn (0,06 a 0,39%) refletem a ausência de carbonatos nas FF. Os valores de Al_2O_3 variam de 0,07 a 1,32% e apenas cinco amostras (CT-125A, CT-140, FEM-37, TAM-94 e TG-58) apresentam valores acima de 0,90%. Na_2O (<0,01 a 1,0 %) e K_2O (<0,01 a 0,05%) são tipicamente baixos.

Por outro lado, os baixos valores de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O refletem ausência ou menor contribuição de constituintes detríticos e clásticos em sua sedimentação o que, por sua vez, tem correlação mineralógica marcada, após processos metamórficos, pela menor proporção de silicatos (anfíbólios) nas amostras analisadas.

Os gráficos bivariantes de dispersão dos elementos maiores em relação ao Fe_2O_3 (Figura 10) marcam um conjunto de FF bastante empobrecido quanto ao Ti_2O e o Al_2O_3 (Grupo I) e outro mais enriquecido (Grupo II).

A relação sílica por ferro total mostra típica relação estequiométrica, sem marcar conjuntos distintos, destacando-se as amostras CT-215 e CJ-172 com maior teor de Fe_2O_3 e SiO_2 , respectivamente.

O diagrama de alumina x titânio exibe moderado fator de correlação (0,74) indicando baixa dispersão como resultado de possíveis eventos hidrotermais.

As amostras de FFs analisadas para o MSJC podem ser relacionadas a dois grupos com distintas características químicas em termos de elementos maiores, traços e ETRY. O Grupo 1 representa as amostras mais primitivas com baixos teores de Al_2O_3 e SiO_2 e o Grupo 2 amostras relativamente enriquecidas nestes elementos.

2.4.3.3 Elementos Traços

As concentrações de elementos traços nas amostras de FF do MSJC são baixas, apresentando somatórios com valores menores que 0,1% (Tabela 1 e Figura 11), aspecto comum a formações ferríferas Paleoproterozoicas e Arqueanas. Estes valores foram normalizados ao *Post Archean Australian Shale* (PAAS) obtidos por McLennan (1989). O estudo de elementos traços em FF é focado sobre a fonte do ferro e na análise da correlação destes elementos que podem refletir a contribuição

de fluidos hidrotermais e detríticos e sua relação com a mistura destes sedimentos na água do mar (Gross, 1983; Bekker *et al.*, 2010).

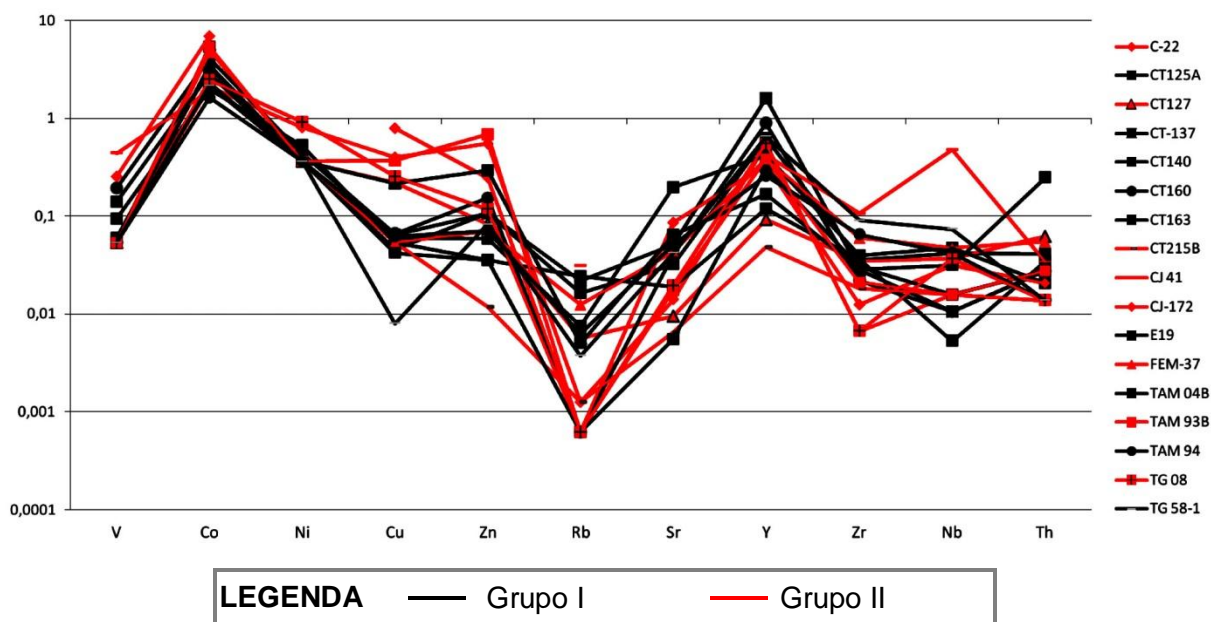


Figura 14 – Gráfico de distribuição de teores de elementos traços normalizados ao PAAS. Escala vertical mostra valores em ppm. A distribuição de elementos mostra grandes diferenças em relação ao folhelho neoproterozoico onde as maiores concentrações de elementos traços litófilos (Rb, Sr, Y, Zr) estão relacionadas ao grupo de FF depositado em sítios distais (enquanto que os elementos V, Co, Ni e Cu têm suas maiores concentrações relacionadas ao grupo de FF depositadas proximais aos vents arqueanos.

Descontinuidades nos traços marcam valores abaixo do limite de detecção (ver Tabela 1)

Os valores de elementos Zircônio (Zr), Háfênio (Hf), Rubídio (Rb), Bário (Ba), Estrôncio (Sr), Urânio (U), Nióbio (Nb) e Chumbo (Pb), os metais de transição Escândio (Sc), Níquel (Ni), Titânio (Ti) e Cobalto (Co) e os litófilos de grande raio iônico como Ba, Césio (Cs) e Rb, além de baixas concentrações, mostram baixos coeficientes de correlação. Numa comparação do comportamento das concentrações entre os grupos, amostras do Grupo II apresentam maiores concentrações nos elementos calcófilos (Co, Ni, Cu, V), e menores valores de Rb e demais elementos litófilos (Zr, Y).

Esse comportamento indica que as contribuições de elementos traços relacionadas a fontes mais diferenciadas, principalmente nas ocorrências relacionadas ao Grupo II, foram mais restritas na bacia refletindo, assim, uma maior contribuição continental para as ocorrências do Grupo I. Coeficientes moderados obtidos na correlação entre Al_2O_3 e Zr ($r = 0,76$) também podem indicar uma contribuição de detritos continentais relacionados a fontes vulcânicas félsicas e/ou

fases de zircões detríticas depositadas em zonas mais distais do fundo oceânico. Indicação similar também pode ser obtida na relação entre Rb e Sr (Figura 12).

As baixas correlações entre K_2O e Ba indicam que estes elementos tiveram comportamentos diferentes, possivelmente por sua natureza móvel associado a eventos diagenéticos, metamórficos ou supergênicos.

Os valores de Sb, Cu, Zr e Nd mostram ampla dispersão de valores quando comparados ao PAAS. O Co, Zn e Y marcam anomalias positivas em relação ao PAAS e baixa dispersão de valores.

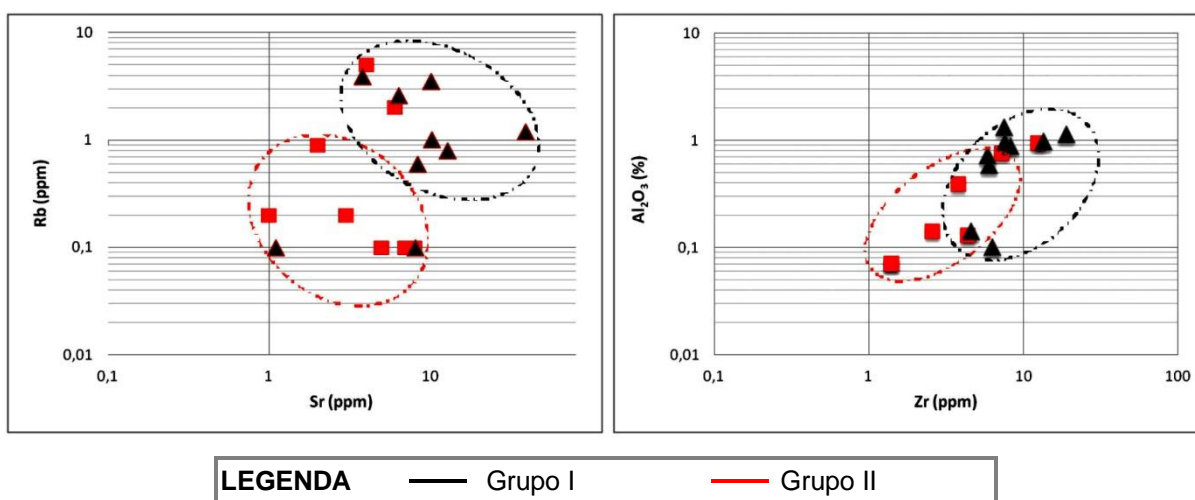


Figura 15 – Diagrama de distribuição de elementos traços. Os Gráficos a, b marcam dois conjuntos de FF. Os gráficos de Rb x Sr e Al_2O_3 x Zr marcam campos diferenciados de dois grupos de FFs.

2.5 OS CARBONATOS DA REGIÃO DA SERRA PRETA

2.5.1 ASPECTOS DE CAMPO

As ocorrências de carbonatos estão localizadas ao norte da cidade de Tangará, em uma localidade denominada Serrote Preto. Nesta sequência, afloram supracrustais com *trend* de direção NNW-SSE, representadas por mármore, e as formações ferríferas são hospedadas por paragneisses e gnaisses bandados. Todas estas unidades estão aparentemente afetadas por granitos brasileiros que afloram na parte central e a sudoeste, já no contexto, em rochas do embasamento gnáissico. (Figura 16).

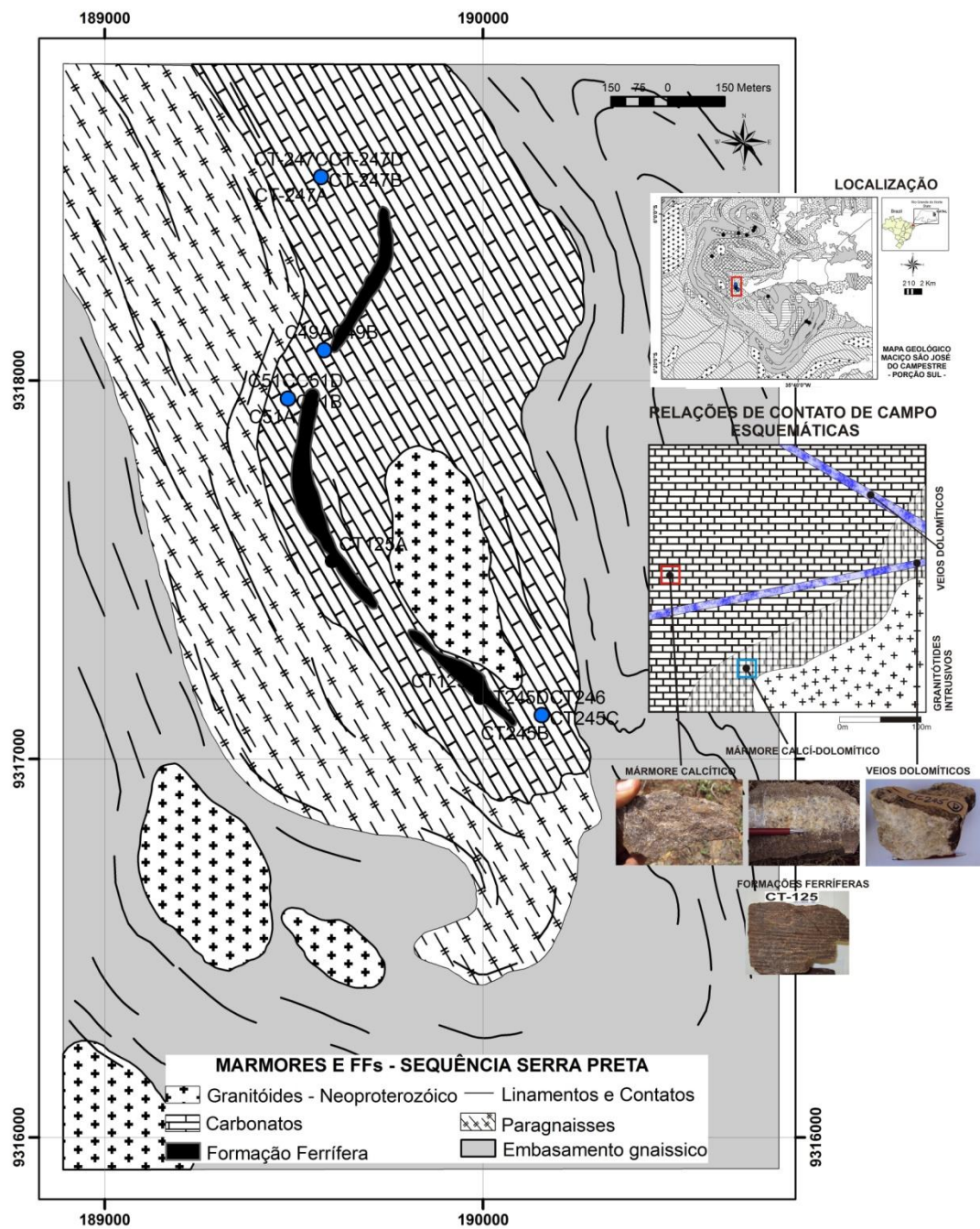


Figura 16 – Mapa Geológico e relação esquemática de campo dos mármore da Região da Serra Preta.

O polígono em vermelho representa localização da região da Serra Preta. A relação esquemática (figura da direita) mostra as fácies de mármore calcíticos como embasamento da sequência de mármore associados aos mármore calci-dolomíticos próximos/afetados pelos granitoides e mármore dolomíticos (em veios)



Foto 2 – (A) Afloramentos de mármore calcítico na borda da Serra Preta (ponto CT-247). (B) Afloramento em lajedos de mármore calcítico e calci-dolomítico localmente foliados (trend de linha tracejada, ponto CT-245). (C) Amostra de mármore com aspecto maciço e granulação média a grossa. (D) Pequenos veios de carbonato truncando mármore calcítico. (E) Detalhe de contato de mármore calci-dolomítico e níveis de mármore dolomítico. (F) Aspecto maciço e granulação grossa de mármore dolomítico

As exposições dos mármore ocorrem em pequenos lajedos e pequenos morrotes localizados na parte centro-oeste da área (Foto 2–a, b). Foram identificados, no mínimo, três tipos de mármore, denominados Calcítico, Calci-

dolomíticos e Dolomíticos. Sobre estas unidades desenvolvem-se solos rasos, de cor vermelho/marrom escura.

1 – Os mármore calcíticos, de coloração amarronzada a acinzentada, são maciços, localmente laminados e com aspecto oxidado, exibindo texturas que sugerem ser sedimentares (Foto 2–b, c);

2 – Os mármore calci-dolomíticos, predominantemente, possuem cor de acinzentada a marrom clara, são maciços, apresentando feições de avançada oxidação e localmente silicificadas (Foto 2–d, e);

3 – Os mármore dolomíticos possuem coloração clara, esbranquiçada, textura maciça, granulação grossa, com feições de recristalização e são compostos essencialmente por dolomita. Relações de campo sugerem que esta unidade esteja associada a veios variando de 0,3 a 1.4m de espessura, truncando os outros litotipos de metacarbonatos. A temperatura ambiente (30°C) desta rocha apresenta pouca efervescência quando submetida ao teste com HCl. (Foto 2–f).

2.5.2 ASPECTOS PETROGRÁFICOS DOS MÁRMORES

Foram conduzidas análises petrográficas de 15 lâminas delgadas cujas descrições foram balizadas nos aspectos texturais observados em campo. As análises das tipologias de metacarbonatos observados estão descritas a seguir.

Os mármore calcíticos, macroscopicamente, exibem coloração de marrom clara a marrom escura, pequenas feições de oxidação, textura maciça e bastante tenaz, assemelhando-se, em algumas porções, aos mármore calci-dolomíticos (Fotomicrografia 3–c, e). Ao microscópio, são inequigranulares, apresentando grãos de xenomórficos a sub-idioblásticos, contatos serrilhados, ondulados, maclas de calcita e raros grãos cominuídos. Apresentam grãos aloquímicos arredondados, de coloração marrom, identificados como peloides e intraclastos (menos frequentes), grãos siliciclásticos (de quartzo e fragmento de rocha), além de baixa quantidade de matriz carbonática. Em menor proporção, ocorrem mica branca, minerais opacos e hidróxidos secundários. Tais características petrográficas permitem classificar o protólito destes mármore, de acordo com Dunham (1962), como *grainstone (metagrainstone)*, ou como *calcário micropeloidal*, segundo a classificação de Hallsworth e Knox (1999).

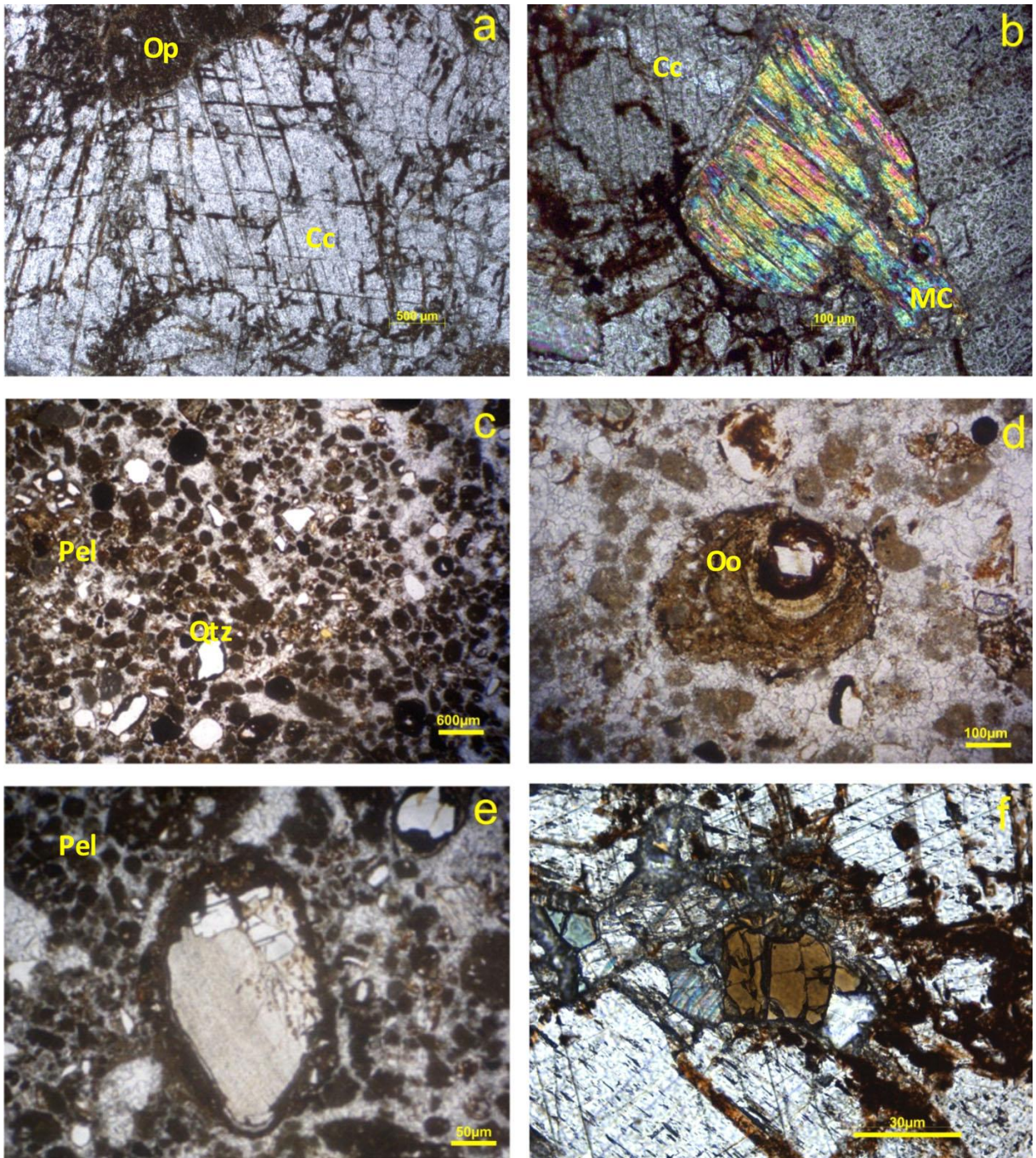
A *calcita* ocorre, principalmente, como grãos sub-idioblásticos, com contato ondulado e serrilhado, localmente com granulação fina em forma de mosaico. Ocorrem, ainda, alguns grãos de tamanho aproximado de 1,5 mm circundados por material oxidado (Fotomicrografia 3–a, b).

Os *grãos aloquímicos* se apresentam arredondados, com tamanhos variando entre 0,1 e 0,6 mm e coloração marrom, classificando-se como *peloides* (Fotomicrografia 3–c).

Os *intraclastos* são pouco frequentes (<3%) e exibem forma alongada subarredondada e tamanhos inferiores a 0,3 mm. Alguns apresentam um núcleo composto por fragmentos de quartzo ou minerais em avançado estágio de alteração (Fotomicrografia 3–e). Sua origem pode estar associada ao ressecamento da lama, tal como gretas de contração em áreas de supra maré, tendo sido este material posteriormente arrancado pela ação de ondas ou da própria maré e depositado na plataforma. Mostram, ainda, feições de oxidação que pode estar associada a exposição subaérea posterior à formação da rocha.

Os *grãos siliciclásticos* ocorrem em tamanhos variando entre 0,1 e 1,4 mm e são representados, principalmente, por quartzo, que são xenoblásticos, angulosos e ocorrem tanto como grãos do arcabouço da rocha quanto no interior de outros grãos (intraclastos). A relação destes intraclastos associados com materiais carbonático, siliciclástico e estrutura sedimentar preservada pode evidenciar proximidade da fonte destes materiais. Aspectos deformacionais foram observados em algumas micas brancas. Maia (2010) descreve nestes carbonatos a presença de feldspato, olivina e espinélio bastante fraturados e alterados como constituintes dos grãos de intraclastos.

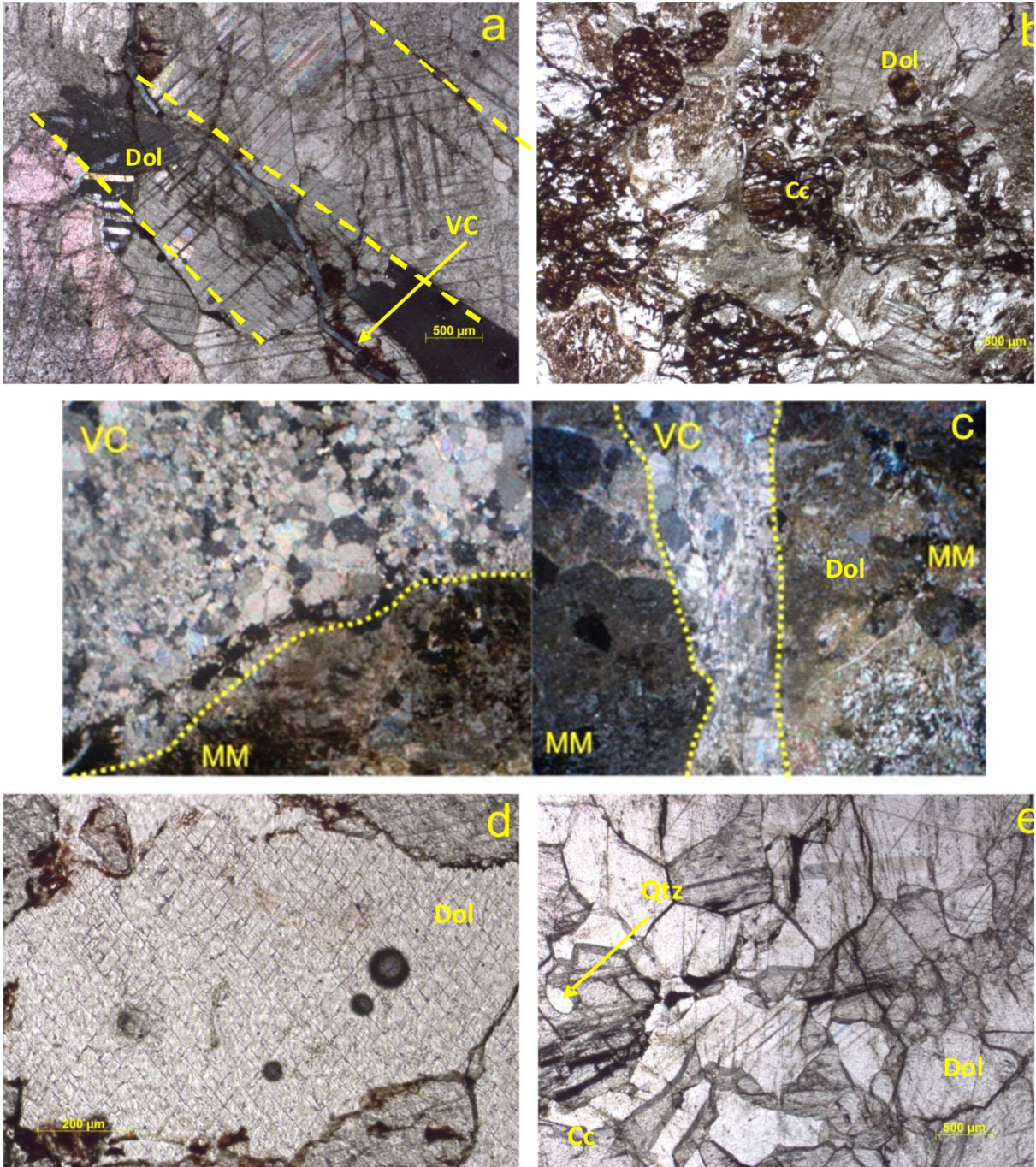
Os mármore calcí-dolomíticos, de uma forma geral, apresentam uma matriz com feições de forte oxidação (rica em carbonato de cálcio e oxi-hidroxi de Fe-Mn), textura média a grossa, inequigranular, maciça e comumente cortada por pequenos veios carbonáticos de coloração cinza clara (Fotomicrografia 4–b). Exibem grãos localmente foliados, marcados pelos contatos entre grãos de dolomita/calcita (solução por pressão) e níveis com mica branca. São compostos, essencialmente, por matriz oxidada (possivelmente, carbonática) de coloração marrom, dolomita, calcita, mica branca, epidoto, apatita e minerais opacos.



LEGENDA

Qtz – Quartzo	MC – Mica Branca	Ep – Epidoto	Cc – Calcita	Dol – Dolomita
Oo – Oóides	Pel – Pelóides	LP – Luz Plana	NC – Nicóis Cruzados	OB – Objetiva

Fotomicrografia 2 – (A) Textura granoblástica em mármore calcítico com grãos de calcita poligonizados; detalhe para alteração de opacos (ferro-manganesífera) entre grãos de carbonato, LP, OB-2.5x. (B) Detalhe de mica branca xenoblástica nos mármore calcítico (Mus - Flg?), NC, OB-10x. (C) Estrutura peloidal presente nos mármore calcítico, LP, OB-4x. (D) Oóides com grãos de quartzo anguloso na parte central, LP, OB-4x. (E) Fragmento de rocha (Qtz e Cc de granulação fina) e pelóides, LP, OB-10x. (F) Grãos subidioblásticos de epidoto (Ep) em mármore calcidolomítico, LP, OB-10x



LEGENDA

Qtz – Quartzo	MC – Mica Branca	Ep – Epidoto	Cc – Calcita	Dol – Dolomita
Oo – Oóides	Pel – Pelóides	LP – Luz Plana	NC – Nicóis Cruzados	OB – Objetiva

Fotomicrografia 4 – (A) Grãos de dolomita alinhados segundo planos de contato mineral; detalhe para veios calcíticos (VC), LP, OB-2.5x. (B) Rocha inequigranular com grãos de dolomita e calcita associados a alteração da matriz e de opacos. (C) Veios de carbonato em mármore calcic-dolomíticos compostos por carbonato (Cc) de granulação fina (direita NC, esquerda LP – OB-4x). (D) Mármore dolomíticos com grãos xenoblásticos de dolomita, LP OB-4x. (E) Textura granoblástica, inequigranular de dolomita com grãos de Qtz incluso

A dolomita apresenta aspectos texturais variados, compondo os veios carbonáticos como grãos xenomórficos de, aproximadamente, 0,2 mm, por vezes,

em mosaico, que se agregam formando veios ricos em material detrítico que cortam as porções de coloração escura da rocha, e como grãos isolados na matriz, apresentando forma xenomórfica, tamanho variando entre 0,2 e 1,0 mm e contatos predominantemente serrilhados.

A *calcita* muito fina ocorre subordinadamente compondo a matriz marrom com grãos e forma xenomórfica compondo a matriz intensamente alterada e oxidada, podendo-se ainda reconhecer sua alta birrefringência;

A *mica branca* ocorre como grãos xenomórficos a hipidiomórficos ripiformes, de tamanho inferior a 0,2 mm, geralmente deformados (dobrados) e com feições de oxidação, mostrando forma xenomórfica e contatos irregulares e curvos.

O epídoto e apatita ocorrem como acessórios, (<1%), com grãos subidioblásticos em contato com grãos de dolomita.

Os *minerais opacos*, espalhados por toda a rocha, compõem grande parte da matriz de cor marrom. Eles possuem forma xenoblástica e tamanhos que variam de 0,2 a 0,8 mm e estão aparentemente afetados por processos de oxidação.

Nesta unidade, não foram observados grãos peloidais e intraclastos.

Os mármores dolomíticos apresentam, em amostra de mão, uma coloração esbranquiçada, textura grossa e porções escuras derivadas de intemperismo ou preenchimento por material oxidado. Ao microscópio, observa-se textura granoblástica de média a grossa, inequigranular, mostrando fraca orientação dos minerais. São compostos essencialmente por dolomita (92%), tendo como minerais acessórios mica branca, epídoto e opacos, ambos perfazendo menos de 4% da composição. A *dolomita* é sub-idioblástica exibindo contatos geralmente poligonizados e serrilhados e tamanhos variando entre 1,5 e 5,0 mm. Apresenta-se sem orientação, constituindo foliação principal incipiente. Alguns grãos mostram duas clivagens romboedrais perfeitas assim como lamelas de geminação acompanhando as clivagens ou obliquas às mesmas ocorrendo inclusões de mica branca e opacos (Fotomicrografia 4–d, e). A *mica branca* ocorre como grãos de coloração marrom clara e tamanho inferior a 0,1 mm, mostrando forma de xenoblástica a hipidioblástica, hábito geralmente lamelar, havendo poucos grãos ripiformes. Apresenta-se como inclusão na dolomita.

Os *minerais opacos* ocorrem distribuídos heterogeneamente na seção delgada como grãos de tamanho inferior a 0,1 mm e forma xenoblástica, principalmente como inclusão na dolomita.

2.5.3 ASPECTOS QUÍMICOS DOS MÁRMORES

2.5.3.1 Elementos Terras Raras

Os valores de ETRY das 15 amostras analisadas (Tabela 2) foram normalizados ao PAAS obtido por McLennan (1989) e plotados (Figura 17). Os valores de anomalias em Eu^* , Ce^* e Y foram obtidos segundo os mesmos parâmetros efetuados com os dados de FF. O elemento Y foi mantido como relação comparativa com as FF e o grau de enriquecimento de ETRL em relação ao ETRP e é apresentado nas mesmas razões normalizadas ao PAAS (La/Yb , La/Sm e Sm/Yb).

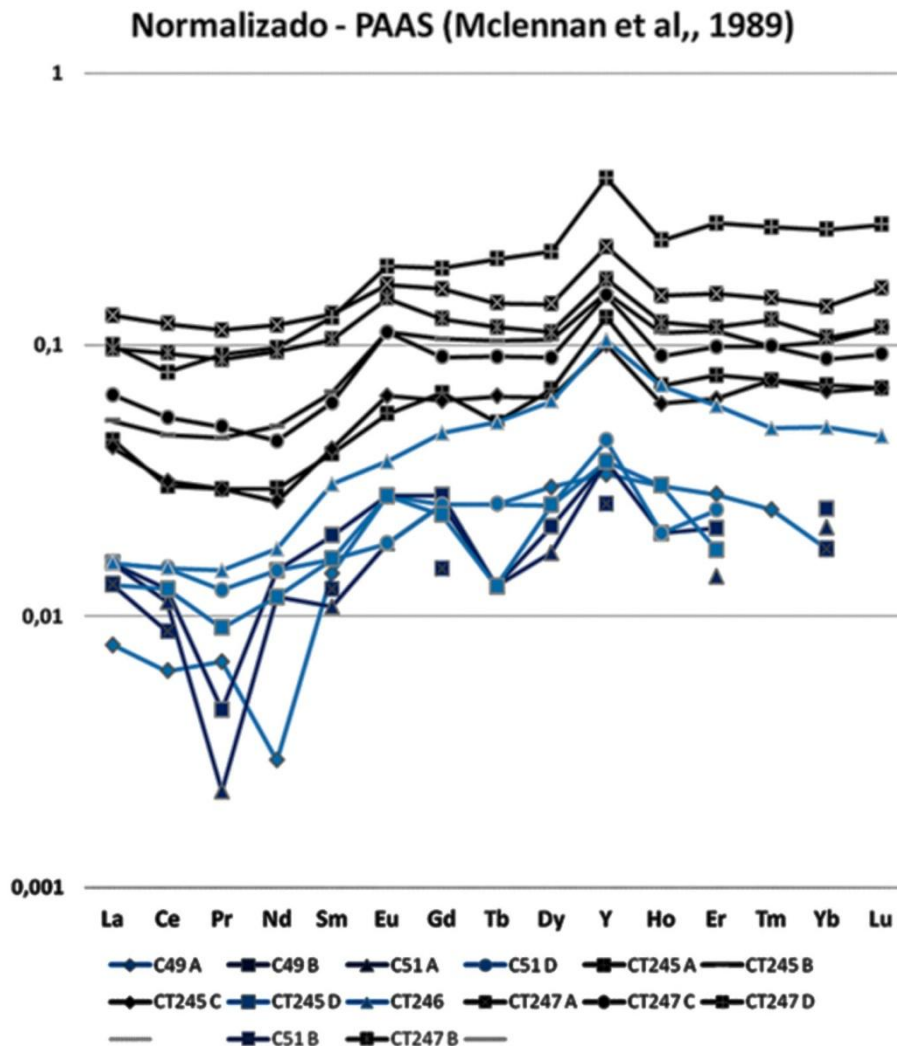


Figura 17 – Distribuição de ETR e Y normalizado ao PAAS dos Mármore da Serra Preta.

Linhas de cor preta, azul escuro e azul clara marcam concentrações das amostras do grupo dos mármore calcíticos, calcidolomíticos e dolomíticos, respectivamente. Intervalos interrompidos marcam valores de elementos não detectados nas amostras

As concentrações totais de elementos terras raras nos carbonatos analisados mostram valores muito baixos, com ΣETRY na faixa entre 1,3 e 22ppm. Os gráficos plotados ilustram estas baixas concentrações de valores totais (ΣETRY) e um enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL.

Anomalias menos pronunciadas em $\text{Ce}_{(\text{PAAS})}$ são evidentes, com frequência média de valores de Ce/Ce^* em 0.9 ppm, e valores máximo e mínimo em 0.8 e 1,25 ppm, respectivamente. Na Figura 18, que mostra a correlação entre Ce/Ce^* e Pr/Pr^* , os mármore calcíticos marcam verdadeiras anomalias negativas em Ce, enquanto os mármore calci-dolomíticos seguem uma tendência de anomalias negativas. Os mármore dolomíticos não são exibidos na escala de estudo.

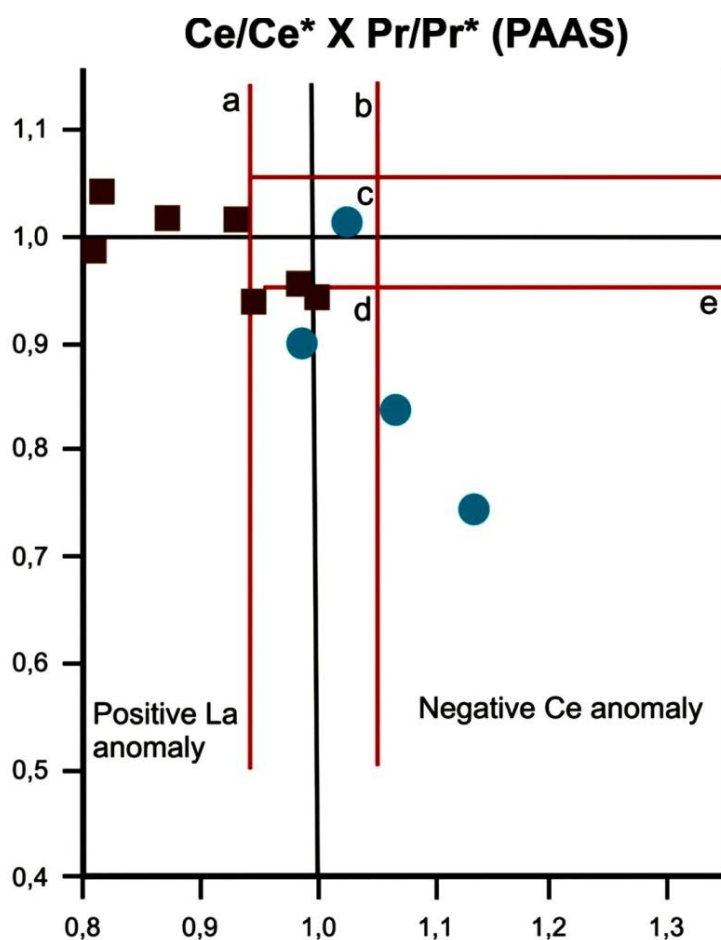


Figura 18 – Gráfico Ce/Ce^* vs Pr/Pr^* . (a) campo com anomalia positiva em Ce; (c) campo sem anomalia de Ce nem de La; (d) campo com anomalia positiva de La e sem anomalia em Ce; (e) campo com anomalia negativa em La e sem anomalia em Ce; (e) campo com anomalia negativa em Ce

* Valores normalizados ao PAAS após McLennan (1989)

Anomalias positivas em $\text{Eu}_{(\text{PAAS})}$, também são aparentemente ressaltadas nas amostras CT-245B, CT-247B e CT-247C. Os valores de Eu/Eu^* são da ordem de 0.88 a 1.4 ppm, apresentando média de 1.1 ppm. Todas as amostras, com exceção dos mármore dolomíticos, exibem nítidas anomalias positivas em Y.

Como observado nos elementos maiores e traços, os mármore calcíticos apresentam as maiores concentrações de ETRY.

2.5.3.2 Elementos Maiores

As concentrações de elementos maiores das 15 amostras de metacarbonatos da região da Serra Preta estão listados na Tabela 2.

Nos carbonatos da Sequência Serra Preta, os teores de CaO e MgO predominam, apresentando soma (CaO + MgO) quase sempre >50 wt.%. A faixa de concentrações do CaO varia de 30,2 a 47,7 wt.% e de MgO, entre 3,1 wt.% e 19,6 wt.%.

Além destes elementos, apenas SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 e MnO apresentam teores consideráveis. Os valores de SiO_2 variam de 0,07 a 4,9%; de Fe_2O_3 entre 2,3 e 3,7%; Al_2O_3 , de 0,02 a 1,4%; e MnO, de 0,8 a 1,4%.

Os elementos K_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 e Na_2O , para todos os grupos, acusam níveis abaixo de 1% e muitas vezes menores que 0,01%. Como em típicos carbonatos, os valores de LOI (*loss on ignition*) são altos e sempre superiores a 34%(*).

Os mármore calcíticos apresentam, em geral, as maiores concentrações de elementos: Os valores de CaO variam entre 34,4% e 47,6% e de MgO, de 3,1% a 15% (valor médio de 11,3%). Entre os grupos, este apresenta o menor valor médio de MgO, com detalhe para a amostra CT-247D que exhibe valores anormalmente baixos (3,1%). Os teores de SiO_2 variam de 1,1% a 3,49%; Fe_2O_3 , entre 2,7% e 3,7%; e MnO com baixa variação entre 1,04% e 1,4%. Os teores de Al_2O_3 correspondem aos maiores entre os grupos de carbonatos, com valores na ordem de 0,3% a 1,4%, o que pode estar associado à maior proporção de mica branca.

Tabela 2 – Composição geoquímica de Elementos Maiores, Traços e Terras Raras dos Mármoreos da Seq. Serra Preta

Amostras	CT245 A	CT245 B	CT245 C	CT247 A	CT247 B	CT247 C	CT247 D	C49 A	C51 C	C51 D	CT245 D	CT246	C49 B	C51 A	C51 B	Faixa	Média	
Rocha	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	CARB	MIN	MAX	
SiO ₂	1,66	2,64	1,91	2,03	2,25	1,14	3,49	1,57	0,12	0,15	0,17	0,29	4,98	0,2	0,07	0,07	4,98	1,51
Al ₂ O ₃	0,49	0,48	0,36	1,39	1,08	0,43	0,53	0,02	0,02	0,02	0,03	0,07	0,18	0,06	0,02	0,02	1,39	0,35
Fe ₂ O ₃	3,22	3,74	2,95	3,67	2,99	2,81	2,72	2,3	2,38	2,52	2,66	2,72	3,52	2,73	2,38	2,3	3,74	2,89
MgO	11,73	13,15	13,63	14,19	8,48	15	3,17	14,38	19,41	19,43	19,57	18,56	6,45	19,52	19,64	3,17	19,64	14,42
CaO	38,4	35,52	36,33	34,47	41,72	34,93	47,69	36,16	30,86	30,76	30,44	31,6	43	30,52	30,28	30,28	47,69	35,51
Na ₂ O	<0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	0,01
K ₂ O	0,02	0,03	0,03	<0,01	0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,1	<0,01	<0,01	0,01	0,1	0,04
TiO ₂	0,03	0,02	0,02	0,11	0,05	0,02	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,11	0,04
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,01	0,04	0,02
MnO	1,09	1,25	1,04	1,19	1,26	1,15	1,4	0,88	0,93	0,95	0,92	0,99	0,95	1	0,97	0,88	1,4	1,06
Cr ₂ O ₃	<0,002	0,002	<0,002	0,004	0,002	0,003	0,005	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,002	0,005	0,00
TOTAL	56,67	56,852	56,3	57,114	57,892	55,513	59,135	55,31	53,72	53,83	53,8	54,24	59,21	54,05	53,36	53,36	59,21	55,80
Valores em percentagem (%)																		
U	<0,1	<0,1	<0,1	0,20	0,20	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	0,20	0,17
V	<8	22,00	11,00	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	11,00	22,00	16,50
Y	3,40	4,20	2,70	6,20	4,70	4,10	11,10	0,90	1,20	1,20	1,00	2,80	1,00	1,00	0,70	0,70	11,10	3,08
Zr	7,60	5,60	6,60	20,00	10,60	2,80	13,50	2,30	0,40	1,20	2,80	1,30	2,30	8,10	1,80	0,40	20,00	5,79
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	**	**	**
As	4,00	5,10	4,20	2,50	3,20	2,40	3,50	2,80	2,20	2,30	2,20	2,80	3,20	2,40	2,50	2,20	5,10	3,02
Au*	1,80	1,20	1,10	1,30	1,20	0,60	1,60	<0,5	<0,5	<0,5	0,60	0,80	<0,5	0,70	<0,5	0,60	1,80	1,09
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	**	**	**
Cd	<0,1	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	0,10	0,10
Cu	5,10	7,70	4,60	3,10	16,50	0,40	9,70	1,10	0,40	0,50	0,30	0,40	0,50	0,20	0,10	0,10	16,50	3,37
Hg	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
Mo	0,60	0,80	0,50	0,30	0,50	0,20	0,90	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,20	0,10	0,10	0,90	0,33
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	**	**	**
Pb	2,40	5,80	3,00	2,80	3,70	2,40	4,10	2,20	0,90	0,90	2,20	0,80	0,90	0,50	0,40	0,40	5,80	2,20
Sb	0,20	0,30	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	0,30	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	0,30	0,23
Se	0,60	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,60	0,60	0,60
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	0,10	0,10
Zn	20,00	18,00	12,00	7,00	6,00	5,00	6,00	2,00	4,00	3,00	3,00	4,00	5,00	3,00	2,00	2,00	20,00	6,67

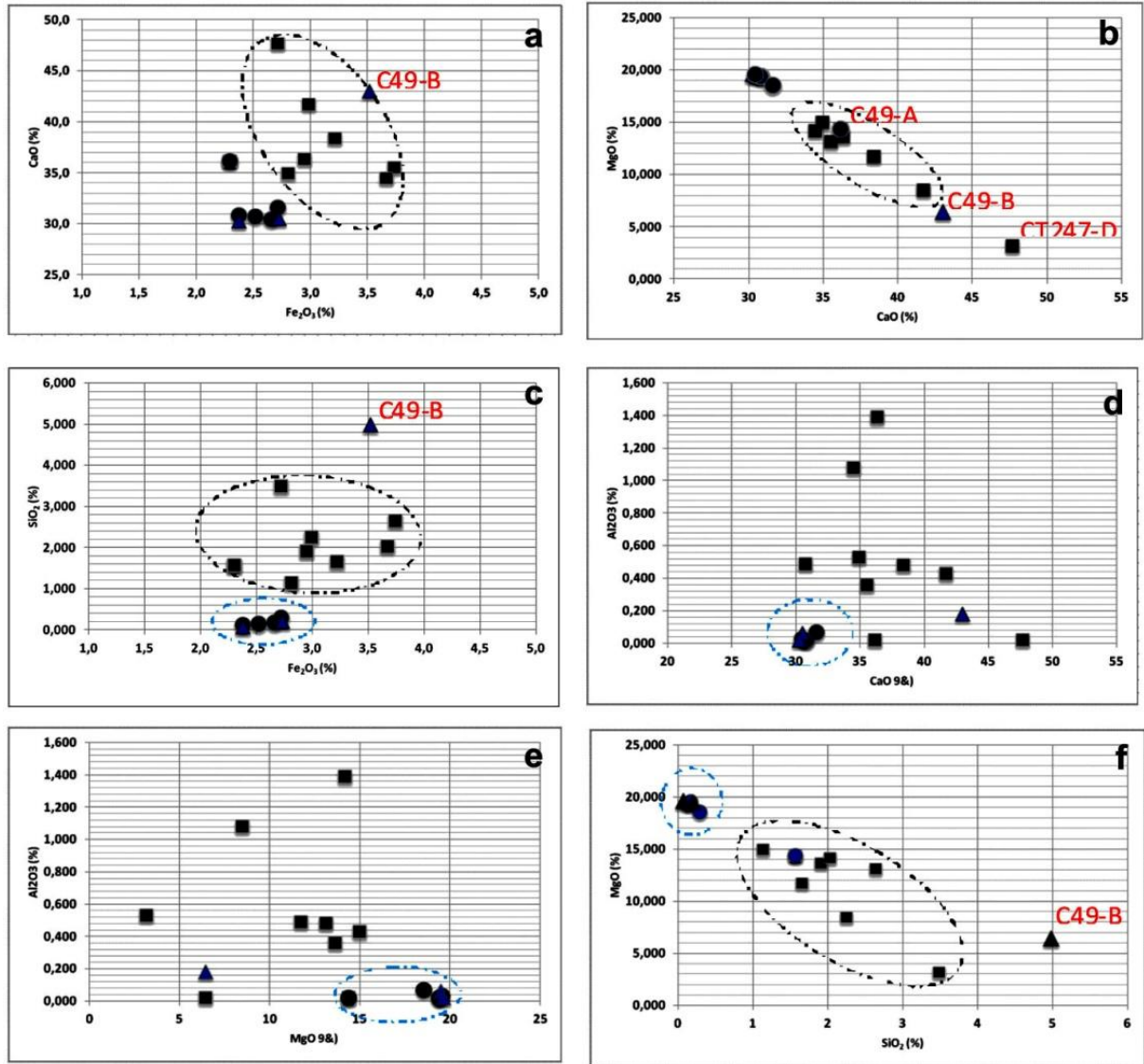
Valores em ppm (* Valores em ppb / ** Valores não determinados)

Continuação Tabela 02.

Amostras	CT245 A	CT245 B	CT245 C	CT247 A	CT247 B	CT247 C	CT247 D	C49 A	C51 C	C51 D	CT245 D	CT246	C49 B	C51 A	C51 B	Faixa	Média	
Nb	0,40	0,40	0,30	1,60	0,70	0,40	0,80	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1,60	0,80	0,60	0,30	1,60	0,76
Ni	8,20	9,40	5,30	10,50	8,20	5,70	12,60	1,30	2,20	1,80	1,50	3,30	1,40	2,70	1,70	1,30	12,60	5,05
Rb	0,70	1,00	1,00	0,20	0,20	0,10	0,90	0,30	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	2,00	<0.1	<0.1	0,10	2,00	0,65
Sc	<1	<1	<1	1,00	1,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	1,00	1,00
Sn	<1	<1	<1	1,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	1,00	1,00
Sr	45,40	52,90	48,20	76,00	47,80	61,70	86,00	20,90	24,70	26,00	20,30	20,20	33,00	25,70	14,60	14,60	86,00	40,23
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,70	0,30	0,30	0,20	0,70	0,38
Th	0,40	0,50	0,20	0,60	1,00	0,40	0,60	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0,20	1,00	0,53
Ba	94,00	196,00	83,00	5,00	14,00	5,00	37,0	<1	<1	<1	<1	2,00	4,0	1,00	<1	1,00	196,0	44,10
Be	<1	<1	<1	<1	1,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	1,00	1,00
Co	29,90	11,40	6,40	16,30	9,20	6,70	11,30	5,80	5,80	14,70	3,60	12,40	8,60	12,90	4,20	3,60	29,90	10,61
Cs	<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	**	**	**
Ga	1,20	1,90	1,30	3,10	2,60	1,50	2,20	0,60	0,90	0,80	0,80	1,10	0,90	1,20	0,90	0,60	3,10	1,40
Hf	0,20	<0.1	<0.1	0,60	0,30	0,10	0,30	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	<0.1	0,10	0,60	0,28
La	1,70	2,00	1,60	4,90	3,70	2,50	3,80	0,30	0,60	0,60	0,50	0,60	0,60	0,60	0,50	0,30	4,90	1,63
Ce	2,40	3,70	2,50	9,50	7,40	4,30	6,30	0,50	1,20	1,20	1,00	1,20	1,00	0,90	0,70	0,50	9,50	2,92
Pr	0,26	0,40	0,26	1,00	0,78	0,44	0,81	0,06	0,12	0,11	0,08	0,13	0,04	0,02	<0.02	0,02	1,00	0,32
Nd	1,00	1,70	0,90	4,00	3,20	1,50	3,30	<0.3	0,40	0,50	0,40	0,60	0,50	0,40	<0.3	0,40	4,00	1,42
Sm	0,22	0,37	0,23	0,72	0,58	0,34	0,70	0,08	0,11	0,09	0,09	0,17	0,11	0,06	0,07	0,06	0,72	0,26
Eu	0,06	0,12	0,07	0,18	0,16	0,12	0,21	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	<0.02	0,02	0,21	0,08
Gd	0,31	0,49	0,29	0,75	0,58	0,42	0,89	0,12	0,15	0,12	0,11	0,22	0,13	0,12	0,07	0,07	0,89	0,32
Tb	0,04	0,08	0,05	0,11	0,09	0,07	0,16	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	<0.01	0,01	0,16	0,05
Dy	0,32	0,49	0,30	0,66	0,52	0,42	1,03	0,14	0,11	0,12	0,12	0,29	0,10	0,08	<0.05	0,08	1,03	0,34
Ho	0,07	0,11	0,06	0,15	0,12	0,09	0,24	0,03	0,03	0,02	0,03	0,07	0,02	<0.02	<0.02	0,02	0,24	0,08
Er	0,22	0,32	0,18	0,44	0,33	0,28	0,80	0,08	0,07	0,07	0,05	0,17	0,06	0,04	<0.03	0,04	0,80	0,22
Tm	0,03	0,04	0,03	0,06	0,05	0,04	0,11	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	0,02	<0.01	<0.01	<0.01	0,01	0,11	0,04
Yb	0,20	0,29	0,19	0,39	0,30	0,25	0,75	0,05	0,05	0,05	0,05	0,14	0,07	0,06	0,05	0,05	0,75	0,19
Lu	0,03	0,05	0,03	0,07	0,05	0,04	0,12	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,02	<0.01	<0.01	<0.01	0,02	0,12	0,05
Σ REE	6,86	10,16	6,69	22,93	17,86	10,81	19,22	1,42	2,89	2,92	2,47	3,71	2,67	2,31	1,39	1,39	22,93	7,62
Ce/Ce* (PAAS)	0,82	0,95	0,88	0,99	1,00	0,94	0,83	0,86	1,03	1,07	1,13	0,99	1,24	1,26	**	0,82	1,26	1,00
Eu /Eu* (PAAS)	1,05	1,29	1,25	1,15	1,29	1,47	1,23	1,38	1,07	0,88	1,40	0,95	1,16	1,01	**	0,88	1,47	1,18
Pr/Pr* (PAAS)	0,99	0,94	1,02	0,95	0,94	1,01	1,04	1,47	1,01	0,84	0,74	0,90	0,33	0,20	nd	0,20	1,47	0,88

Valores em ppm (** Valores não determinados)

Nos mármore calcí-dolomíticos, o CaO apresenta valores entre 30,4% e 36,1% e MgO entre 14,3% e 19,5%, que caracteriza os maiores valores entre os grupos. Apresentam, também, os valores mais baixos de SiO₂ e Al₂O₃, variando de 0,1 a 1,5% e 0,02% a 0,07%, respectivamente. Os valores de Fe₂O₃ estão na ordem de 2,3% a 2,7% e MnO entre 0,88% e 0,99% (Figura 17).



LEGENDA

■ mármore calcítico ● mármore calcí-dolomítico ▲ mármore dolomítico

Figura 19 – Gráficos de dispersão de elementos maiores de amostras de Mármore da Serra Preta

Os mármore dolomíticos apresentam maior heterogeneidade nos valores dos elementos analisados: CaO e MgO apresentam valores na ordem de 30,2% a 43% e 6,4% a 19,6%, respectivamente; SiO₂ varia de 0,07% a 4,9%; Al₂O₃, de

0,02% a 0,18%; e Fe_2O_3 , de 2,3% a 3,5%. Neste grupo, a amostra C-49B se destaca por apresentar valor muito baixo de MgO e maiores valores de SiO_2 e Al_2O_3 .

2.5.3.3 Elementos Traços

As concentrações de elementos traços nas amostras de carbonatos da Sequência Serra Preta são baixas, apresentando somatórios com valores menores que 160 ppm, com exceção da amostra CT-245B, com somatório total em 344ppm (Tabela 2). Estes valores foram normalizados ao PAAS obtido por McLennan (1989) e plotados em diagrama *Spider* que marca a comparação entre o grupo de mármore calcíticos com maiores teores de elementos traços e os grupos de carbonatos calci-dolomíticos (Figura 20). Ambos exibem comportamentos de distribuição de traços semelhantes, marcando pronunciadas anomalias negativas em Rb e moderadas em Zr. O grupo de carbonatos calci-dolomíticos mostra nítido empobrecimento em Cu comparado com os níveis de carbonatos calcíticos. O grupo de dolomíticos apresenta um comportamento irregular, exibindo as menores concentrações de traços e uma anomalia negativa em Rb menos pronunciada. (Figura 21).

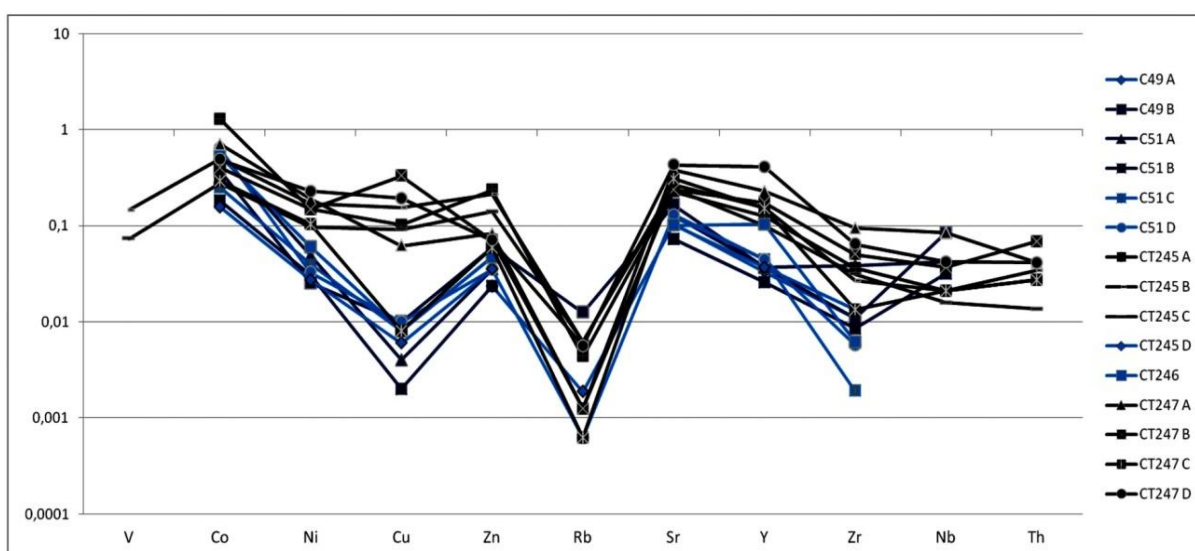


Figura 20 – Diagrama Spider de elementos traços normalizados ao PAAS
As linhas de cor preta, azul escuro e azul clara marcam concentrações das amostras do grupo dos mármore calcíticos, calcidolomíticos e dolomíticos, respectivamente. Intervalos interrompidos marcam valores de elementos não detectados nas amostras

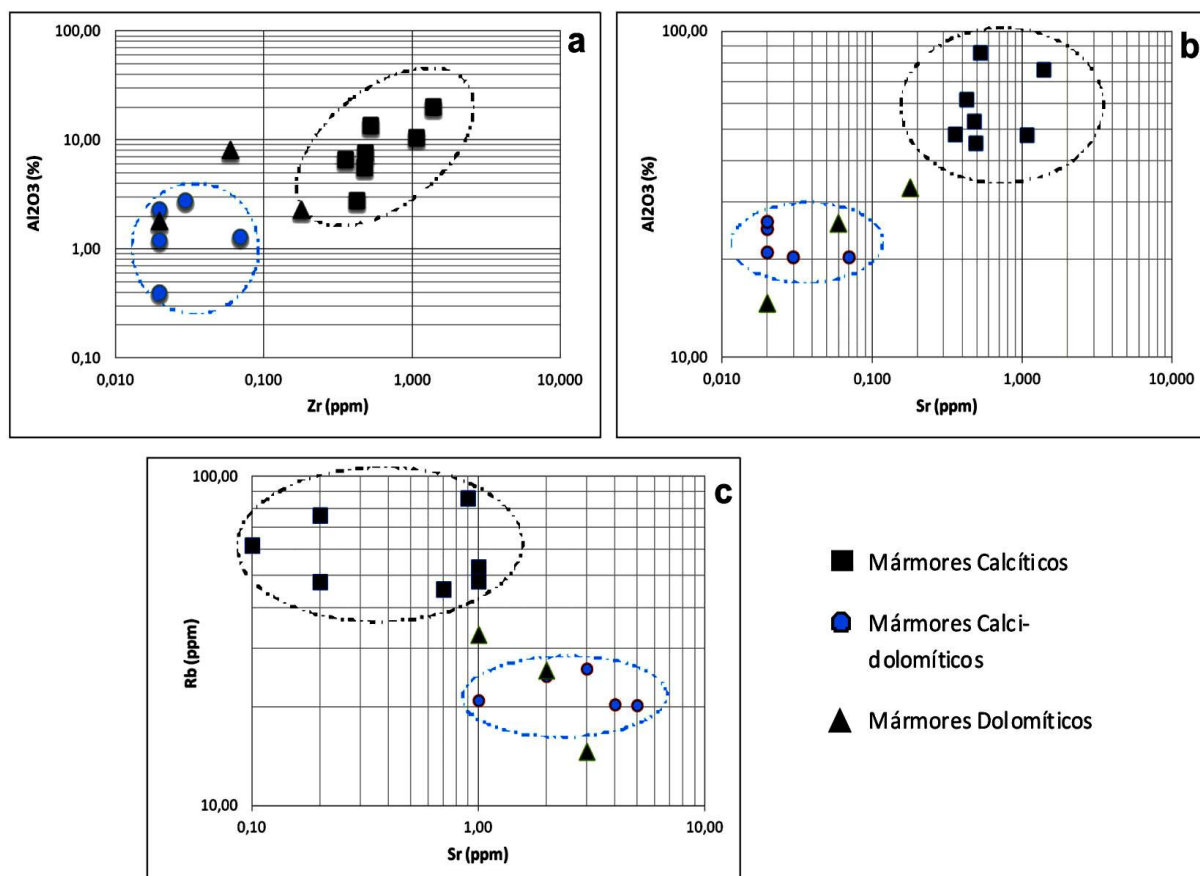


Figura 21 – Diagrama de distribuição de elementos traços. Os gráficos **a**, **b** e **c** marcam três nítidos grupos de carbonatos. (b) $Al_2O_3 \times Zr$ (a) e $Al_2O_3 \times Sr$ – marcam os carbonatos calcíticos com maiores concentrações de Rb e Sr, possivelmente refletindo uma maior contribuição crustal. (c) exibe comportamento bem marcado na relação Rb x Sr. Os carbonatos calci-dolomíticos e os mármores dolomíticos se mostram mais empobrecidos e semelhantes comportamentos de dispersão

2.5.4 ISÓTOPOS DE $\delta^{13}C$ (‰) E $\delta^{18}O$ (‰)

As amostras para análises isotópicas foram selecionadas de acordo com a faciologia observada em campo e pelos dados geoquímicos. Os resultados de isótopos estáveis e as descrições das amostras estão relacionados na Tabela 3.

Os mármores em geral mostram uma larga variação na composição isotópica de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$. Os valores de O variam de 18,3 a 26‰ (SMOW), enquanto os de $\delta^{13}C$ variam na ordem de -10,1 a 1,19‰.

Os maiores valores isotópicos de O estão associados aos mármores calcíticos e os menores aos grupos dos mármores calci-dolomíticos e dolomíticos. Segundo Veizer e Hoefs (1976) e Veizer, Clayton e Hinton (1992), elevadas composições isotópicas de $\delta^{18}O$ estão associadas a típicos carbonatos não metamorfisados do Pré-cambrianos. Estes mármores calcíticos também detêm os

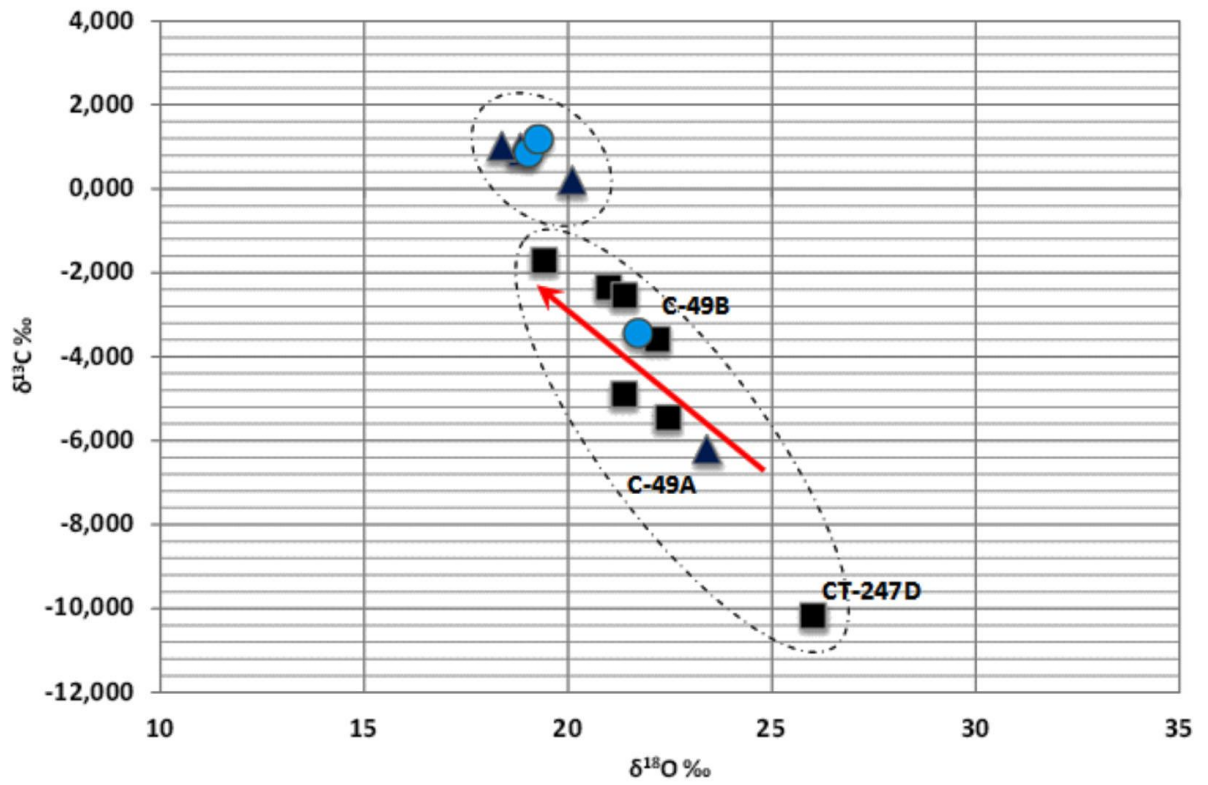
menores valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (-10,1 a -1,7‰ e média de -4,3‰), sendo os maiores valores associados ao grupo dos mármore dolomíticos (-3,4 a 1,1‰ e média de -0,46‰).

Tabela 3 – Valores de composições isotópicas dos Carbonatos da Sequência Serra Preta

AMOSTRA	V-PDB	V-PDB	V-SMOW	DESCRIÇÃO
	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	
C49A	-6,20	-7,21	23,42	Carbonato marron acinzentado, granulação média a fina,
C51C	0,88	-11,66	18,84	Carbonato marron acinzentado com presença de veio de carbonato e níveis oxidados, Zonas distais,
C51D	0,99	-11,68	18,82	Carbonato marron acinzentado com presença de veio de carbonato e níveis oxidados, Zonas distais,
CT245D	1,02	-12,10	18,38	Carbonato branco esbranquiçado, em forma de veio associado a carbonatos marrons oxidados,
CT246	0,21	-10,47	20,07	Carbonato marron oxidado (alterações ferruginosas) e granulação média a grossa,
CT245A	-4,89	-9,20	21,38	Carbonato de cor marron (encaixante), granulação média, Aspecto recristalizado e níveis de alteração intempérica,
CT245B	-3,58	-8,41	22,19	Carbonato de cor marron, próximo a veios tardios e zona de alteração ferruginosa, ,
CT245C	-2,35	-9,57	20,99	Carbonato marron, com alterações esbranquiçadas, Presença de pequenos veios e venulações,
CT247A	-5,45	-8,18	22,43	Carbonato cor marron, Presença de alterações ferruginosas, contato com veio,
CT247B	-2,53	-9,21	21,37	Carbonato marron, granulação média,
CT247C	-1,70	-11,10	19,42	Carbonato marron, granulação média a fina próximo ao contato com carbonatos oxidados e veios tardios,
CT247D	-10,17	-4,71	26,00	Carbonato marron, granulação média a fina,
C49B	-3,44	-8,90	21,69	Carbonato marron acinzentado, granulação grossa com presença de alteração ferruginosa / intempérica,
C51A	0,87	-11,50	19,01	Carbonato em forma de veio, próximo a encaixante,
C51B	1,19	-11,24	19,28	Zona central do veio, cor branca e granulação grossa,

Erro associado: $\delta^{13}\text{C} = 0,05\%$, $\delta^{18}\text{O} = 0,10\%$

Os mármore calci-dolomíticos apresentam composições isotópicas de O entre 18,3 e 23,4‰ e do $\delta^{13}\text{C}$ variando de -6,2 a 1,0‰ (média de -0,62‰) (Figura 22).



LEGENDA

mármore calcítico
 mármore calcí-dolomítico
 mármore dolomítico

Figura 22 – Diagrama de composições isotópicas de $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$

3 DISCUSSÕES

A análise e as investigações sobre os aspectos mineralógicos e as características geoquímicas e isotópicas das Formações Ferríferas e Mármoreiros nos permitem contextualizar informações inéditas sobre o Maciço São José do Campestre (MSJC) em questões que são atualmente tema de debates pela ciência moderna.

O bandamento/laminação das FF da porção Sul do MSJC reflete características primárias, como típicos precipitados químicos de sedimentos hidrógenos/hidrotermais em ambiente oceânico. As transformações e aspectos químicos observados sugerem que as ocorrências podem representar FF de fácies óxido (James, 1954). Processos metamórficos, a dinâmica estrutural e processos de oxidação tardios atuantes não obliteraram as assinaturas primárias destas rochas. As assembleias mineralógicas com a presença de grunerita, hornblenda e hedenbergita, ao longo do MSJC, sugerem que as formações ferríferas foram submetidas a condições de metamorfismo de médio a alto grau.

As feições petrográficas e texturais evidenciam processos metamórficos marcados, principalmente, pelo aspecto textural e pela formação de anfibólios (série grunerita–cunningtonita) e hedenbergita. Esta assembleia mineralógica sugere que as FFs foram submetidas a condições de metamorfismo de médio a alto grau (Haase, 1982; Klein, 1983; 2005; Ballarran, Angel & Carpenter, 2000). As amostras pertencentes ao Grupo I representam FFs mais impuras posicionadas em caráter distal aos *vents* de fundo oceânico e/ou obtiveram maior aporte de componentes detríticos.

3.1 COMPARAÇÃO COM OUTRAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS

Em geral, as ocorrências de FFs em inúmeras regiões do mundo apresentam nítidas similaridades modais, com típica predominância composicional de SiO_2 e Fe_2O_3 , com exceção das ocorrências de itabiritos dolomíticos do Quadrilátero Ferrífero, que exibem valores altos de CaO e MgO . A Figura 18 exibe um gráfico comparativo destes valores de elementos maiores mostrando

similaridades de FFs mapeadas na porção do sul do MSJC com ocorrências de idades arqueana e paleoproterozoica.

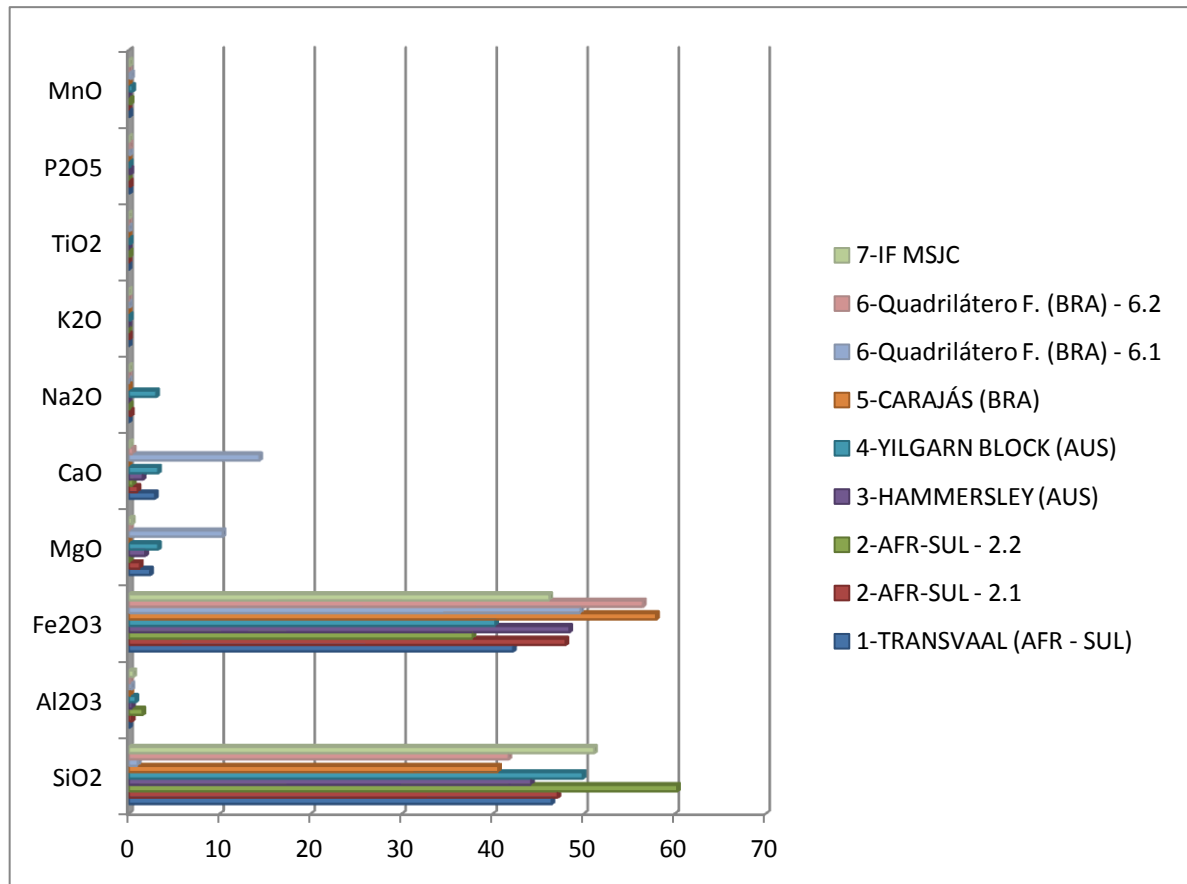


Figura 23 – Média de componentes de elementos maiores (%) em análises de rocha total de FF do Transvaal, África do Sul, Hammersley, Yilgarn, Carajás e do Quadrilátero Ferrífero. Valores obtidos em: 1 – Spier et al. (2007); FFB Kuruman tipo óxido (Klein & Beukes, 1989), N=9. 2 – Beukes (1973): FFs arqueanas associadas a sequências tipo Greenstone belts. 2.1 – Unidade sedimentares (Grupo Ghoko) Rhodesia (Stowe, 1968); e 2.2 – Unidade sedimentar – Grupo Tree – Barbeton greenstone belt (Davies & Urie, 1956). 3 – Taylor et al. (2001) de Dales Gorge, N=12. 4 – FF metamorizadas em alto grau – Oeste da Austrália. Média dos valores obtidos em Gole (1981), N=21. 5 – (LINDENMAYER et al., 2001), Serra Norte Carajás, N=30. 6 – Spier et al. (2007) Quadrilátero Ferrífero. 6.1 – Itabirito dolomíticos, N=11, 6.2 – Quartzito Itabirito, N=9. 7 – Média dos valores das FF da porção sul do MSJC.

As assinaturas de ETRY também são similares a FFs arqueanas. No gráfico (Figura 24), está marcado o comportamento das concentrações de ETRY em inúmeras FFs do mundo e, dentre elas, destaca-se que os trends de ETRY das FFs do MSJC são similares às FFs encontradas em Isua (3.7 Ga), Groenlândia, que correspondem às ocorrências mais antigas da terra.

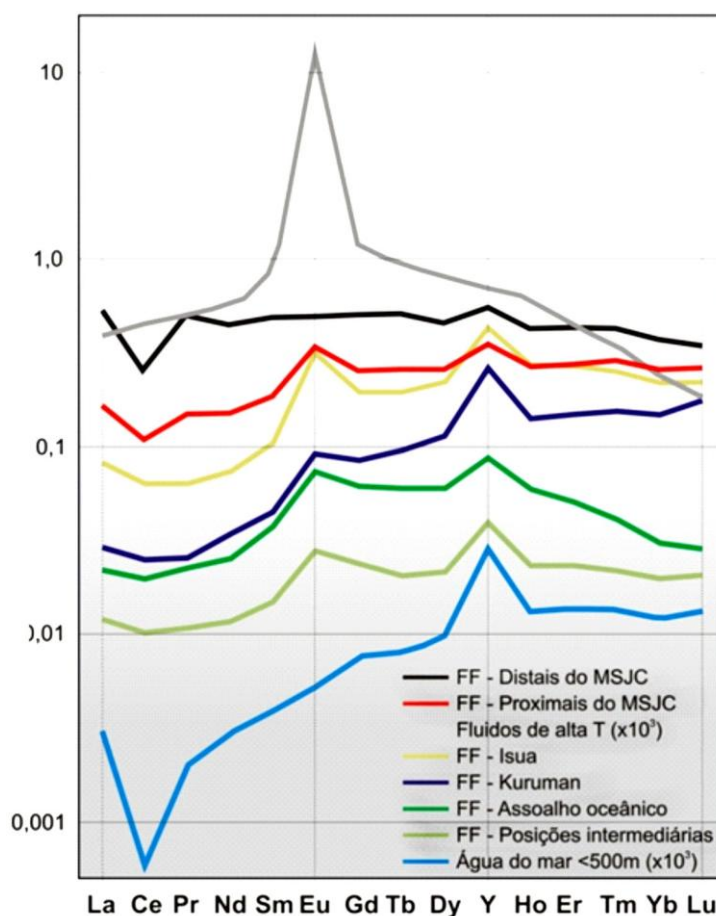


Figura 24 – Diagrama comparativo do comportamento das concentrações de ETRY das principais ocorrências de FF no mundo. Dados das FF de Isua foram obtidos em Bolhar *et al.* (2004); FF de posições intermediárias (Pongola FF): Alexander *et al.*, (2008); Kuruman (Penge FF): Bau & Dulski (1996); Trend da água do mar representa a média de 158 análises de água do mar ao redor do mundo, amostras coletadas em profundidade média de 1560m: Zhang e Nozaki, 1996; Alibo e Nozaki, 1999; Bau *et al.*, 1997; Nozaki *et al.*, 1999 e Nozaki e Alibo, 2003 (apud Alexander, Bau & Andersson, 2009); Fluidos hidrotermais marinhos de alta temperatura: Bau & Dulski (1999)

3.1.1 EFEITO DE PROCESSOS PÓS-DEPOSICIONAIS

Metamorfismo, diagênese e fluxo de fluidos hidrotermais são três processos geológicos comuns que podem afetar as assinaturas geoquímicas e isotópicas nos sedimentos químicos (Brand & Veizer, 1980; Veizer, 1983; Jacobsen & Kaufman, 1999; Veizer *et al.*, 1999; Bekker *et al.*, 2001; Melezhik *et al.*, 2001a; b; Bekker & Eriksson, 2003; Melezhik *et al.* 2005; 2006; 2008).

As FFs do MSJC, nos Grupos I e II, apresentam indícios de que passaram por processos diagenético e/ou supergênico, marcados principalmente pela formação de hematita e goethita. Em similares FFs (Harmersley – Oeste Austrália; Broomstock – Zimbabwe; Kuruman e Penge – África do Sul), estudos realizados por

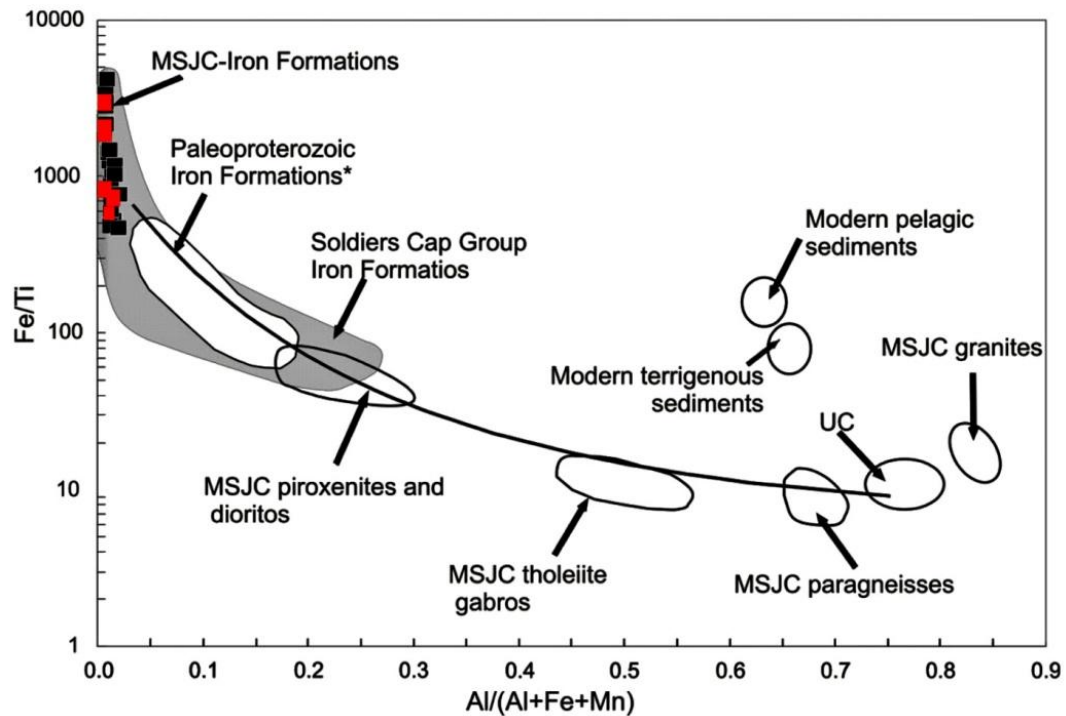
Bau e Möller (1993) mostram que ETRY não são consideravelmente mobilizados durante a diagênese.

Os processos metamórficos, também não obliteraram as assinaturas geoquímicas observadas nas FFs do MSJC. Aspectos texturais não evidenciam processos hidrotermais significativos e as assinaturas geoquímicas não apresentam anomalias negativas em Eu associadas a um empobrecimento em ETRL e, conforme Bau (1993), este comportamento é comumente marcado em FFs que sofreram intensos processos metamórficos e hidrotermais.

Os metacarbonatos da região da Serra Preta apresentam fácies marcadas por interação metamórfico-hidrotermais (mármore calcí-dolomíticos e dolomíticos). Estas amostras mostram tardias relações de campo, grande dispersão na concentração de elementos traços e ETRY, quando comparados ao PAAS, além de serem distintas das características geoquímicas observadas na fácies do mármore calcítico. Estudos realizados nos dolomitos Mississipianos da formação Burlington-Keokuk mostram que, durante interação fluido-rocha, as razões isotópicas de C e Nd e conteúdos de ETRY não mostram notáveis mudanças (Banner & Hanson, 1990). Tal comportamento dos ETRY também foi confirmado nas investigações feitas por Rollisson (1993), que postula serem os ETRY considerados como constituintes imóveis para a maioria dos regimes de alteração.

3.1.2 FONTE E CONDIÇÕES DEPOSICIONAIS DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E MÁRMORES

Segundo Hatton e Davidson (2004), as proporções de elementos maiores e menores muitas vezes refletem a complexa mistura de contribuições de várias fontes como água do mar, contribuições de materiais clásticos, vulcânicos e fluidos hidrotermais. Apesar da complexidade de fatores, em composições essencialmente bimodais (Fe + Si), os elementos maiores e menores nas ocorrências de FF neste estudo representam, predominantemente, a mistura da água do mar com materiais oriundos dos fluidos dos *vents* hidrotermais e com baixas contribuições de materiais detríticos em algumas ocorrências.



LEGENDA

■ FF Grupo I	■ FF Grupo II
--------------	---------------

Figura 25 – Diagrama Fe/Ti e Al/(Al+Fe+Mn) marcando proveniência de sedimentos hidrotermais e clásticos na composição da rocha. Os valores das FFs do grupo Soldiers Cap (proterozóico) foram obtidos de Hatton e Davidson (2004 apud González et al., 2009); MSJC = Maciço São José do Campestre; UC indica a média dos valores de crosta continental superior obtidos por Taylor e MacLennan (1985); Valores das unidades M-UM (piroxenitos e gabros) do MSJC obtidos por Jesus (2011); A linha de cor preta representa linha de mistura de depósitos hidrotermais do leste do Pacífico com sedimentos pelágicos (in Barrett, 1981); Sedimentos pelágicos/terrígenos recentes foram obtidos em Barrett (1981)

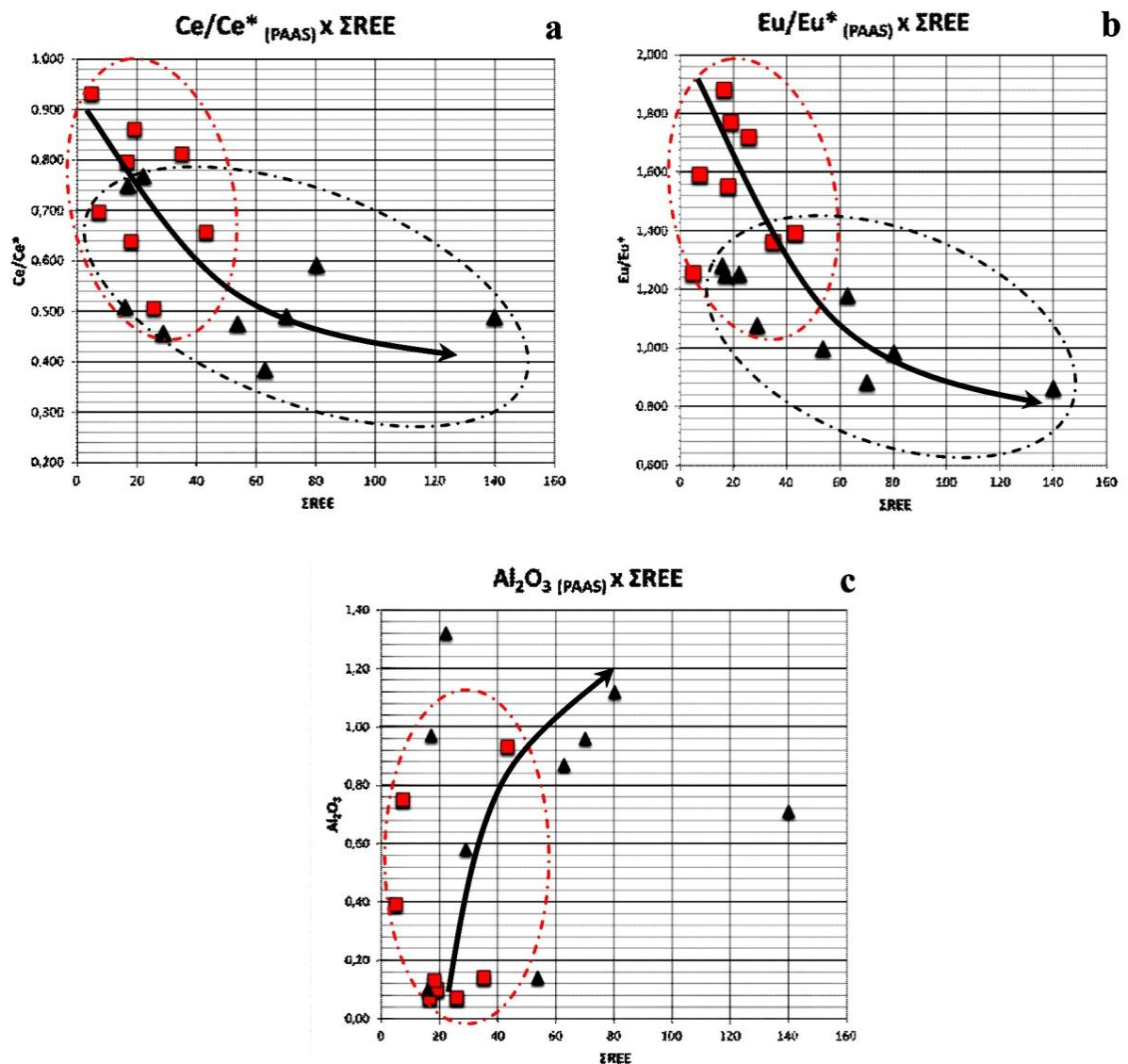
A Figura 25 mostra a relação entre Fe-Ti-Al com a curva de mistura, onde as FF do MSJC caem sobre o lado extremo esquerdo, representando uma correlação próxima com sedimentos hidrotermais, enquanto paragneisses, granitos e sedimentos pelágicos modernos se situam no lado direito, onde estariam numa associação de contribuições de materiais clásticos/detríticos e com maiores teores de alumina (Al). Uma pequena tendência em direção a este campo é marcada nas ocorrências de FFs do Grupo I. Na porção média da curva, estão piroxenitos, dioritos, gabros tholeiíticos do MSJC.

Numa análise visual, associações destas rochas (máficas e ultramáficas em alteração de fundo oceânico) aparecem como principais fontes dos contribuintes dos sedimentos químicos, apresentando o Grupo I uma leve aproximação com o campo de FFs paleoproterozoicas. Indicações sobre a contribuição de detritos (continentais) e vulcano-exalativos (mantélicos) nos grupo de FFs também são bem

marcados nas relações entre Al_2O_3 vs Zr e Rb e Sr (ver Figura 12). O primeiro gráfico indica que as ocorrências do Grupo I, com maiores concentrações de alumina, podem estar associadas a uma maior contribuição de detritos continentais e sua correlação com o zircônio indica similares fases minerais, tendo as vulcânicas félsicas e/ou de zircões detríticos como prováveis protólitos destes sedimentos. As maiores concentrações de Rb, para o Grupo I, também indicam uma natureza continental para a constituição dos sedimentos, uma vez que a afinidade geoquímica do Rb tende a se concentrar em rochas mais diferenciadas. Estes comportamentos não indicam uma predominância sobre a contribuição de fontes vulcano-exalativas, típica dos oceanos arqueanos (Kato *et al.*, 1998).

A análise do comportamento das concentrações de elementos traços mostra que amostras do Grupo II (ver Figura 11) apresentam maiores concentrações nos elementos calcófilos (Co, Ni, Cu, V) e menores valores de Rb e demais elementos litófilos (Zr, Y) indicando que as contribuições de elementos traços relacionadas a fontes mais diferenciadas foram mais restritas na bacia, principalmente nas ocorrências do Grupo II; por outro lado, refletem uma maior contribuição continental para as ocorrências do Grupo I. Este comportamento é corroborado em estudo de sistemas hidrotermais modernos de fundo oceânico, onde proximidades de ofiolitos indica que Fe e elementos calcófilos (Pb, Cu e Zn) são lixiviados da crosta oceânica e re-depositados no fundo oceânico ou concentrados na alteração de pillow basaltos (Scott & Hajash, 1976; Michard *et al.*, 1983; Newsom *et al.*, 1986; Erzinger, 1989; Ridley *et al.*, 1994; Gillis & Banerjee, 2000).

Os gráficos da Figura 26 mostram uma correlação dos diferentes grupos de FF entre Al, Ce, Eu e ΣETRY , sugerindo uma correlação entre a natureza composicional dos sedimentos e características físico-químicas da bacia, onde diferentes sítios deposicionais são interpretados pela análise do comportamento geoquímico dos elementos Ce e Eu.



LEGENDA

▲ FF Grupo I

■ FF Grupo II

Figura 26 – Gráficos a, b e c mostrando uma relação do comportamento do Ce^* e Eu^* e Al_2O_3 nos grupos de FF. Os grupos marcam sítios diferentes de concentrações de Eu^* e Ce^* . A curva de cor preta marca uma possível interação/evolução da fonte nos sítios de deposição. Nesta situação sítios mais distais (Grupo I), marcado pelos maiores teores de alumina, obtiveram maior acúmulo de ETRY

A anomalia negativa de Ce debate à luz do estado de oxidação da água do mar, uma vez que a redução de Ce(IV) para Ce(III) e a oxidação de Ce(III) para Ce(IV) são rápidas o bastante para corresponderem nas condições oxirredox da água do mar, no momento de sua deposição (Sholkovitz, Landing & Lewis, 1994). Em situações de águas oxidadas, ocorreria, então, a oxidação e a consequente remoção do Ce(IV) que estaria solúvel na água do mar (Elderfield; Greaves, 1982; De Baar, Bacon & Brewer, 1985). Assim o predomínio de anomalias negativas em

Ce, em ambos os grupos de FFs do MSJC, indicam condições anóxicas nos mares arqueanos. A análise mostra que anomalias negativas menos pronunciadas, relacionadas predominantemente ao Grupo I, podem ser associadas a zonas mais distais dos *vents* hidrotermais, sítios deposicionais com menor profundidade e/ou emergências locais de situações de condições mais oxidantes da bacia. Para o Grupo II, condições mais anóxicas correspondem a ambientes proximais. Por outro lado, estas variações nas anomalias também indicam uma possível emergência do O₂ na hidrosfera arqueana, similares aos resultados obtidos em FF arqueana (2.9~2.7 Ga.) na Índia (Kato, Kano & Kunugiza, 2002).

Atualmente, este comportamento do Ce é comprovado em estudos feitos por Ruhlin e Owen (1986) e Olivarez e Owen (1988, 1991 apud Kato, Kano & Kunugiza, 2002) que constataram que, na cadeia leste do pacífico, em condições mais anóxicas dos mares atuais, a anomalia em Eu*, em sedimentos ricos em ferro de proveniência hidrotermal, decresce com o aumento do ΣETRY e o tamanho da anomalia negativa em Ce* aumenta. Desta forma, a larga anomalia negativa de Ce na água do mar em oceanos abertos (Klinkhammer, Elderfield e Hudson, 1983), é condicionada pelas condições oxirredox.

A anomalia positiva de Eu em formações ferríferas tem sido interpretada como uma evidência de origem, a partir de exalações hidrotermais de fundo oceânico (Michard & Albarède, 1986; Campbell *et al.*, 1988; Bau & Dulski, 1996). Esta anomalia, segundo Bau e Dulski (1996, 1999), é condicionada pela temperatura dos fluidos hidrotermais provenientes dos *vents* em que valores de Eu ≈1 estão associados a fluidos de baixas temperaturas (<250°C) enquanto pronunciadas anomalias em Eu refletem fluidos com maior temperatura (>350°C) (Figura 27). Em relação ao PAAS, das amostras analisadas neste estudo, apenas 13 marcam anomalias em Eu*_{PAAS} >1, sugerindo que as temperaturas dos fluidos nos *vents* deste oceano arqueano foram de moderadas a altas (>250°C).

As ocorrências do Grupo II apresentam correlação com as maiores anomalias positivas em Eu, marcando contribuições hidrotermais de fluidos com moderadas a altas temperaturas e/ou que estariam em sítios de maior proximidade dos *vents*. O predomínio de anomalias negativas em Ce e menores teores de Al, Sr, Rb e Zr também corroboram esta compartimentação, sugerindo que situações proximais aos *vents* correspondem a zonas profundas da bacia, em ambiente mais oxidante e com menor proporção de contribuição detrítica. Por sua vez, as amostras

do Grupo I possivelmente têm sua sedimentação associada a constituintes provenientes de fluidos de moderadas a baixas temperaturas e/ou situada em posições mais distais dos *vents*. Uma maior associação química pela contribuição detrítica supracitada também corrobora tal compartimentação.

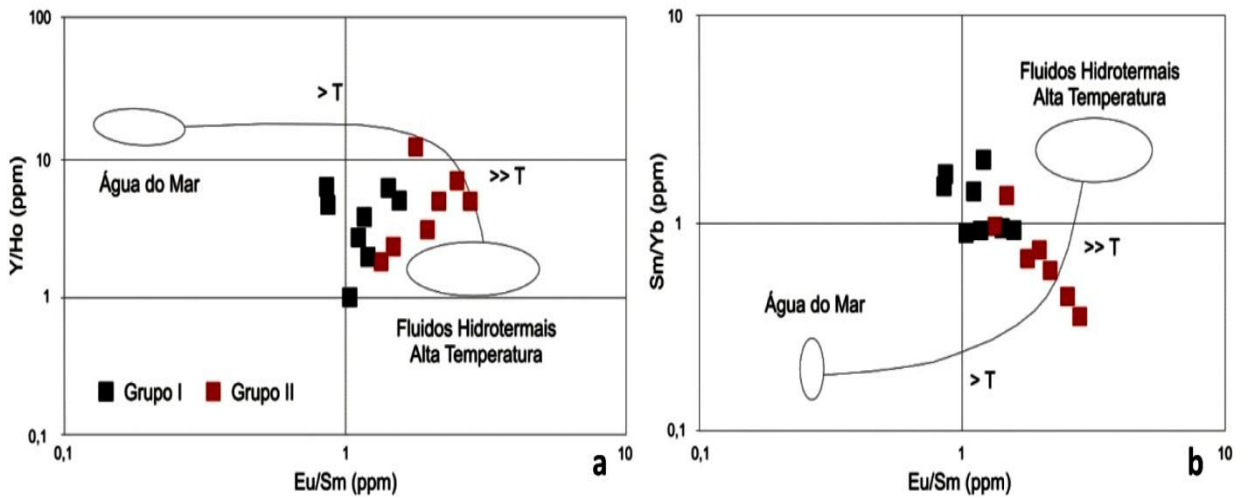


Figura 27 – Diagrama comparativo de Y/Ho e Sm/Yb em relação a Eu/Sm. Os círculos indicam campos de contribuição de fluidos de alta temperatura (> 350°C) e campos que mais se aproximam de água oceânicas mais rasas (<500 m). B) Y/Ho versus Eu/Sm indicando campos que possuem contribuição de fluidos de alta temperatura de águas oceânicas mais rasas

Fontes: a – Alexander et al. (2008); b – Bau & Dulski (1999)

A Figura 28 apresenta um comparativo de anomalias em Eu^* entre FFs arqueanas e sedimentos modernos, mostrando similares do Grupo II com FFs depositadas em sítios proximais aos *vents* hidrotermais, e uma tendência do Grupo I, com resultados semelhantes a porções de topo da bacia, depositadas em porções distais aos *vents*. Corroborando a existência de diferentes condições deposicionais na bacia arqueana do MSJC, valores obtidos de ϵNd (3,7 Ga) positivos, variando entre +1,3 e +3,03, sugerindo uma fonte mantélica para a maioria das FFs, e estudos isotópicos de Nd também estão permitindo calcular a idade absoluta destas rochas em 3.74 Ga, interpretada por Silva Filho (2012) como a idade do início da deposição das Formações Ferríferas do MSJC.

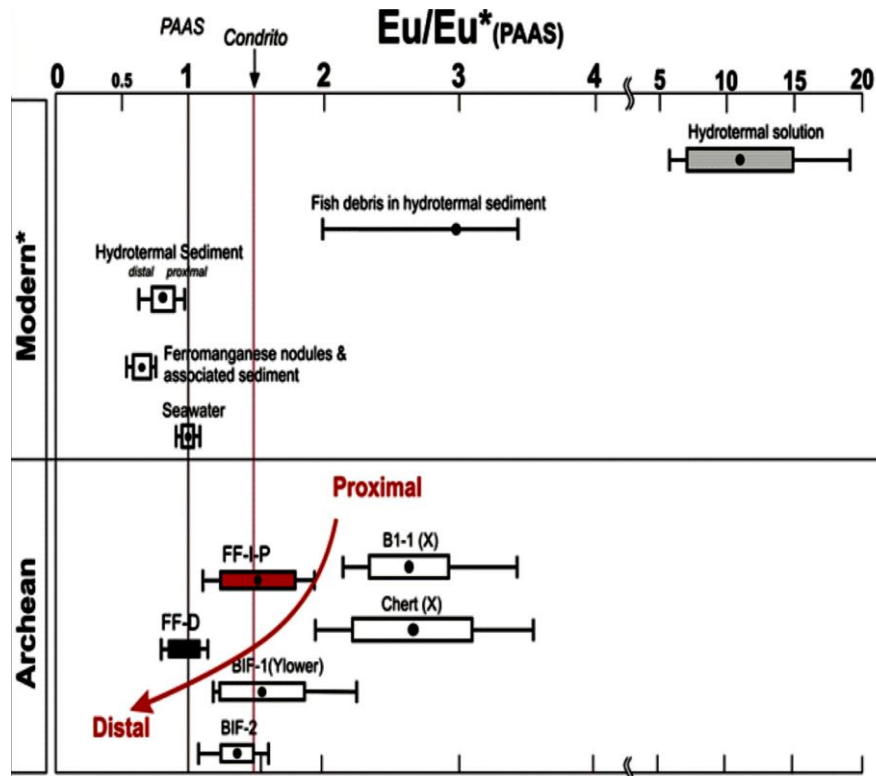


Figura 28 – Comparação de valores de Eu/Eu^* de FF do MSJC, sedimentos hidrotermais do Arqueano médio, sedimentos modernos, soluções hidrotermais e água do mar. FF-D – Amostras distais de FF do MSJC (Grupo I). FF-I-P – Amostras de FF do MSJC com características intermediárias e proximais ao vents (Grupo II). O círculo preto, polígono e linha horizontal representam valor médio, $\pm 1\sigma$, faixa de valores, respectivamente. Dados de sedimentos modernos são do oceano pacífico, exceto fish debris em sedimentos hidrotermais do mar vermelho. Os valores de FF-B-2, FF-B-1 e Chert correspondem a seção de FF estudada em Kato et al (1998) e foram esquematicamente reprojctados em relação ao PAAS. O valor de Eu/Eu^* ao condrito é 1.49 e, em relação ao North American Shale Composite (NASC), está representado como uma linha

Dados obtidos: Soluções hidrotermais (Michard & Albarède, 1986); água do mar (De Baar, Bacon & Brewer, 1985); fish debris em profundidade – Atlantis II (Oudin & Cocherie, 1988); Sedimentos hidrotermais (Ruhlin & Owen, 1986); Nódulos ferromanganesíferos e sedimentos associados (Elderfield et al., 1981).

Obs: Valores muitos maiores de anomalia de Eu [$Eu/Eu^*=72.9$ por Derry & Jacobsen (1990); $Eu/Eu^*=31.7$ por Campbell et al. (1988)] foram reportados para soluções hidrotermais.

Fonte: Modificado de Kato et al. (1998)

3.1.3 VARIAÇÕES ISOTÓPICAS NOS CARBONATOS DA SERRA PRETA

Os principais fatores responsáveis pelo fracionamento dos isótopos estáveis de Carbono estão associados a trocas isotópicas por reações de reequilíbrio e por efeitos cinéticos isotópicos durante a fotossíntese. As reações de reequilíbrio ocorrem dentro do sistema do Carbono inorgânico e envolvem as diversas etapas de reações em que as diferenças do $^{13}C/^{12}C$ entre os íons e moléculas dependem inteiramente da temperatura, e a segunda, na esfera do

Carbono orgânico, em que as trocas químicas e sínteses de compostos orgânicos tendem a concentrar o isótopo mais leve ^{12}C causando a consequente redução do ^{13}C (Hoefs, 2009).

As assinaturas associadas aos metacarbonatos do MSJC relacionadas aos mármore calcíticos apresentaram valores isotópicos negativos, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -5,4 e -1,7‰, chegando a apresentar -10,1‰ (amostra CT-247D). Em comparação com as outras fácies, constata-se um nítido aumento nas composições isotópicas, sendo obtidos valores mais próximos a 0‰ ($\delta^{13}\text{C}$ entre 1,0 e 0,21‰, mármore calci-dolomíticos, e de 1,19 a -3,4‰, mármore dolomíticos). Alguns trabalhos em metacarbonatos de idade arqueana (~3.8 - 2.5 Ga.) têm registrado assinaturas isotópicas de Carbono na faixa de ~0‰, similares com assinaturas de carbonatos plataformais do fanerozoico (Becker & Clayton, 1972; Schidlowski, Eichmann & Junge, 1975; Shields & Veizer, 2002; Veizer *et al.*, 1989a, b; Veizer, Clayton & Hinton, 1992), sem apontar significativas mudanças dos reservatórios de carbono inorgânico dissolvido no mar do arqueano ao recente.

Contudo, resultados de $\delta^{13}\text{C}$, similarmente negativos aos do MSJC, foram também obtidos em metacarbonatos da faixa de supracrustais de Isua (~3.7-3.8 Ga), FF de Brockman (Bacia de Hamersley, ~2.5 Ga) e carbonatos das FF de Kuruman (Cráton Transvaal). Segundo os autores que conduziram este estudo (Craddock; Dauphas, 2011), os carbonatos neoarqueanos têm seu enriquecimento em $\delta^{13}\text{C}$ relacionado à produção de carbonatos, pela oxidação do Carbono orgânico, e os metacarbonatos paleoarqueanos (~3.8 Ga – Isua) têm suas assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ primárias similares aos obtidos nos carbonatos neoarqueanos, refletindo a formação de precipitados autigênicos através de respiração microbial acoplada ao ferro em ambiente marinho.

Estas anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$, também podem estar associadas a outros fatores como: (i) produtividade biológica reduzida; (ii) elevadas taxas de intemperismo; (iii) transferência de CO_2 atmosférico para o bicarbonato.

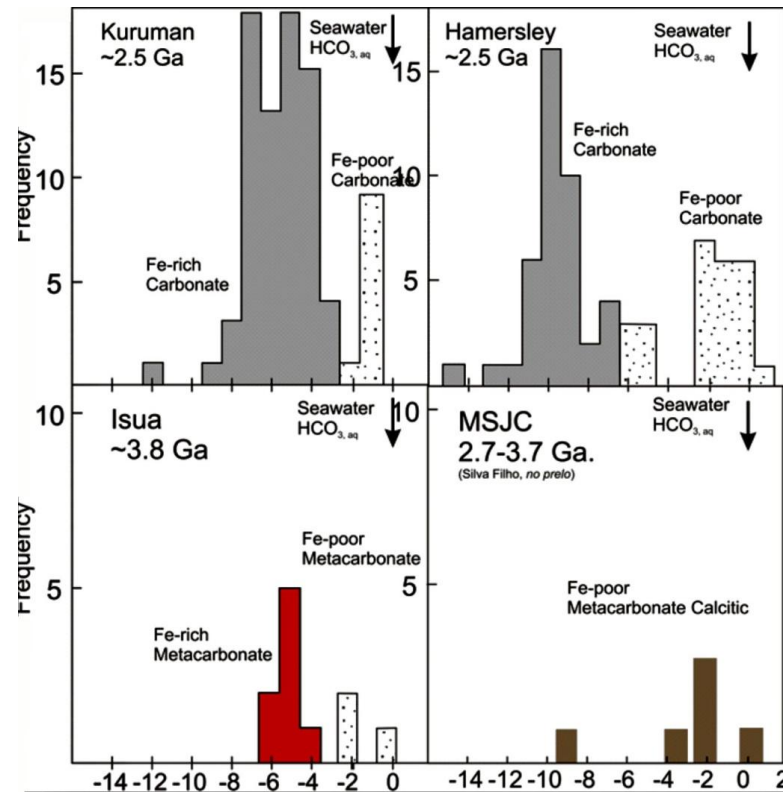


Figura 29 – Histogramas comparativos de razões isotópicas de C ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$), nos mármore da Sequência Serra Preta, MSJC (2.7-3.7 Ga, Silva Filho, 2012); metacarbonatos (calcita, dolomita, magnetita) da faixa de supracrustais de Isua (~3.7-3.8 Ga), SW, Groenlândia (Dauphas et al., 2007); carbonatos de Formações Ferríferas de Brockman, Bacia de Hamersley – ~2.5 Ga (Becker & Clayton, 1972); carbonatos das Formações Ferríferas de Kuruman, Cráton Transvaal, ~2.5 Ga (Johnson et al., 2003; Heimann et al., 2010).

Fonte: modificado de Craddock e Dauphas (2011)

Carbonatos associados a FFs arqueanas de Carajás (Sial et al., 2000) apresentam assinaturas negativas em torno de $-5\text{‰}\delta^{13}\text{C}$. Neste caso, assinaturas mantélicas, através da carbonatação de protólitos silicáticos por fluidos ricos em CO_2 , são tidas como responsáveis pelo fracionamento do ^{13}C .

Nesse sentido, indícios de que as assinaturas isotópicas do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram afetadas são confirmados desde as investigações de campo, onde foram identificadas as fácies de mármore calcí-dolomíticos e dolomíticos que, aparentemente, foram formadas como resultado de processos de interação rocha-fluido sobre um mesmo material parental cujas reações de reequilíbrio promoveram um aumento na concentração de $\delta^{12}\text{C}$.

Assim, os estudos da assinatura isotópica primária estão focados sobre os valores obtidos nos mármore calcíticos os quais têm preservado estruturas sedimentares e padrões de ETRY relacionados a assoalhos oceânicos distais.

Stocks de composição granítica e idade brasileira estão alojados em inúmeras ocorrências na região da Serra Preta. Estas intrusões se fortalecem como geradoras dos processos metamórficos e do conseqüente fracionamento isotópico, promovendo aumento de temperatura e interação fluido-rocha, sendo nítida a observação de novas fases minerais mais enriquecidas em MgO.

A infiltração desses fluidos provavelmente ocorreu de forma canalizada (RUMBLE *et al.*, 1982; Ferry, 1992; Bickle, 1992; Puris & Wickham, 1993), uma interpretação fundamentada nas relações de campo e na não normalização da assinatura isotópica do C. Nenhuma das amostras de metacarbonatos apresentam assinaturas positivas de $\delta^{13}\text{C}$ similares às relacionadas à excursão isotópica Logamundi – Jatuliana – 2.3 – 2.06 Ga (Schidlowski, Eichmann & Junge, 1976; Baker & Fallick, 1989a, b; Karhu & Holland, 1996; Schidlowski & Todt, 1998; Buick *et al.*, 1998; Melezhik *et al.*, 1999; Maheshwari, Sial & Chittora, 1999; Sreenivas *et al.*, 2001; Lindsay & Martin, 2002).

Com base nas discussões supracitadas, a Figura 30 apresenta a proposta de um modelo esquemático relacionando os sedimentos químicos estudados e suas localizações geotectônicas nos oceanos que dominavam o MSJC nos primórdios da evolução terrena.

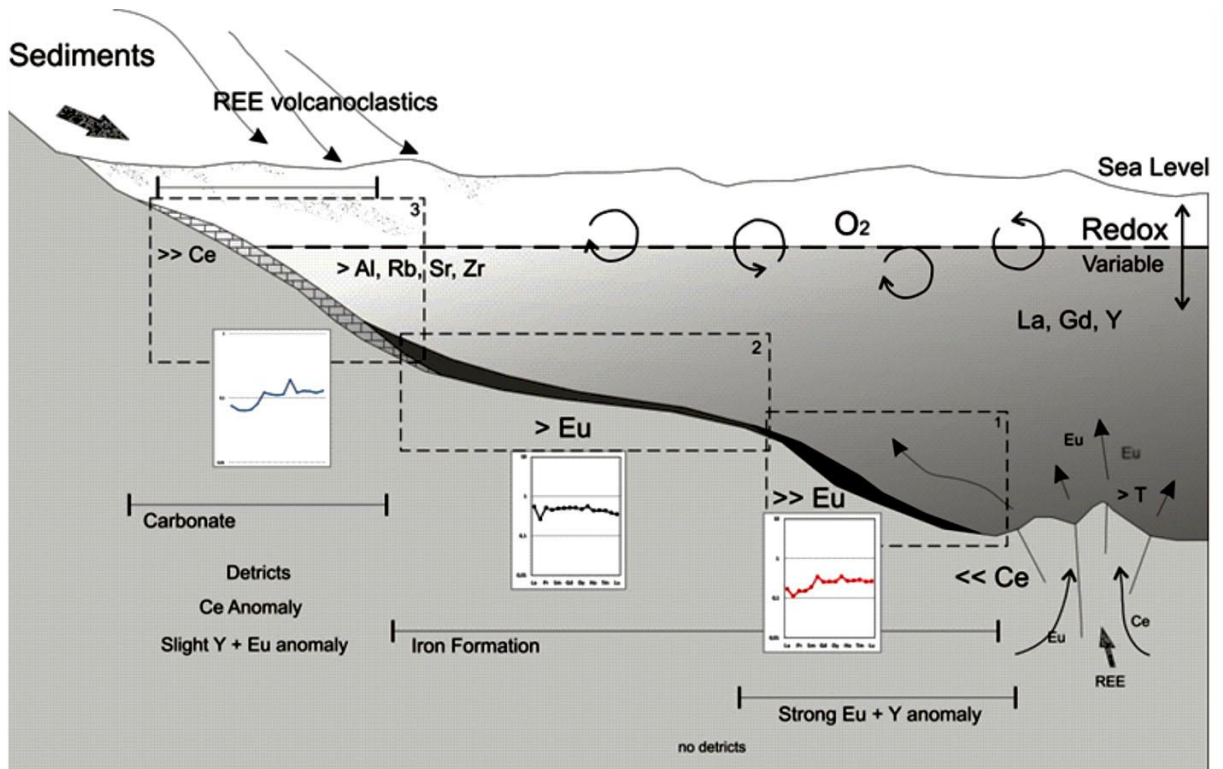


Figura 30 – Proposta esquemática do ambiente deposicional das FFs e carbonatos no MSJC. Distribuição dos ETRY marcadas representam a média dos Grupos (I e II) de formações ferríferas e mármores calcícticos da porção sul do MSJC. Os campos 1, 2 e 3 marcam posições na bacia dos grupos de FF (I e II) e metacarbonatos da sequência da Serra Preta

CONCLUSÕES

As ocorrências de Formações Ferríferas (FF) da porção sul do Maciço São José do Campestre (MSJC) correspondem a típicos precipitados químicos bandados cuja mineralogia é formada por quartzo, magnetita/hematita, anfibólio e piroxênio. Relações químicas associadas às características petrográficas sugerem tratar-se de FF da fácies óxido e silicato. A evolução tectono-metamórfica não obliterou totalmente características primárias texturais e químicas.

Assembleias mineralógicas marcadas pela presença de anfibólios da série grunerita-cummingtonita, hornblenda e hedenbergita sugerem que tais FF passaram por condições metamórficas de médio a alto grau.

As FFs do Grupo I possuem concentrações relacionadas a maiores contribuições continentais/detríticas e padrões geoquímicos similares a FF de idade paleoproterozoica, diferentemente das amostras do Grupo II, que apresentam uma afinidade mantélica mais forte e similaridades com FF de idade arqueana.

As ocorrências relacionadas ao Grupo I correspondem a FFs depositadas em sítios deposicionais distais aos *vents* hidrotermais do fundo oceânico. Por outro lado, amostras relacionadas ao Grupo II são marcadamente associadas a sítios deposicionais proximais aos *vents* hidrotermais. Ambas foram depositadas em mares abertos, com condições restritas de oxigênio, sendo que as amostras do Grupo I estariam posicionadas no assoalho das plataformas dos mares arqueanos enquanto as do Grupo II teriam sido depositadas em condições mais profundas da bacia. Variações nas condições oxirredox na bacia, marcadas pelo comportamento do Ce, associadas a estudo de proveniência detrítica/crustal registram uma forte dinâmica geoquímica no Arqueano; também uma marcada contribuição orgânica pode estar relacionada aos mecanismos de sedimentação.

Amostragens complementares de campo associadas a investigações de isótopos de Nd nas Formações Ferríferas e análises isotópicas de Fe nos carbonatos são sugeridas, para a complementação do caráter pioneiro desta pesquisa que irá contribuir, fortemente, para ajudar na confirmação das reais condições que reinaram na bacia do MSJC e no processo evolutivo arqueano nos terrenos arqueanos no Brasil e Mundo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBOTT, D. H.; ISLEY, A. E. The intensity, occurrence and duration of superplume events and eras over geological time. **J. Geodynamics**, v. 34, n. 2, p. 265-307, sept. 2002.

ALEXANDER, B. W.; BAU, M.; ANDERSSON, P. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans. **Earth Planet Sci. Lett.**, n. 283, p. 144–155, 2009.

ALEXANDER, B.; BAU, M.; ANDERSSON, P.; DULSKI, P. Continentally-derived lutes 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.

ALIBO, D. S.; NOZAKI, Y. Rare earth elements in seawater: particle association, shale normalization, and Ce-oxidation. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 63, n. 3-4, p. 363-372, feb. 1999.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sci. Rev.**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, abr. 1981.

ALTERMANN, W.; KAZMIERCZAK, J. Archean microfossils: a reappraisal of early life on Earth. **Research in Microbiology**, v. 154, n. 9, p. 611–617, nov. 2003.

ALTERMANN, W.; SCHOPF, J. W. Microfossils from the Neoproterozoic Campbell Group, Griqualand West sequence of the Transvaal Supergroup, and their paleoenvironmental and evolutionary implications. **Precambrian Research**, v. 75, n. 1-2, p. 65–90, nov. 1995.

ARCHANJO, C. J.; BOUCHEZ, J. L. Le Seridó, une chaîne transpressive au Proterozoïque supérieur du Nord-Est Brésil. **Bull. Soc. Geol. France**, v. 162, n. 4, p. 637-647, 1991.

ARORA, M.; GOVIL, P.; CHARAN, S.; RAJ, B. Uday; BALARAM, V.; MANIKYAMBA, C.; CHATTERJEE, A.; NAQVI, S. Geochemistry and origin of Archean banded iron formation from Bababudan Belt, India. **Economic Geology**, v. 90, n. 7, p. 2040–2057, nov. 1995.

BAKER, A. J.; FALLICK, A. E. Evidence from Lewisian limestone for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-year-old sea water. **Nature**, v. 337, p. 352-354, jan. 1989a.

BAKER, A. J.; FALLICK, A. E. Heavy carbon in two billion-year-old marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway: implications for the Precambrian carbon cycle. **Geochim Cosmochim Acta**, v. 53, p. 1111-1115, maio 1989b.

BALLARRAN, T. B.; ANGEL R. J.; CARPENTER, A. High-pressure transformation behaviour of the cummingtonite-grunerite solid solution. **Eur. Journal Mineral.**, v. 12, n. 6, p. 1195-1213, nov./dez. 2000.

BANNER, J. L.; HANSON, G. N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water–rock interaction with applications to carbonate diagenesis. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 54, p. 3123–3137, 1990.

BARRETT, T. J. Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the north Apennines, Italy. **Chem. Geol.**, v. 34, n. 3-4, p. 289-317, dec. 1981.

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. 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. 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.**, v. 57, n. 10, p. 2239-2249, maio 1993.

BAU, M.; MÖLLER, P.; DULSKI, P. Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling: **Marine Chemistry**, v. 56, p. 123-131, 1997.

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

BEKKER, A.; ERIKSSON, K. A. A Paleoproterozoic drowned carbonate platform on the southeastern margin of the Wyoming Craton: a record of the Kenorland breakup. **Precambrian Res.**, v. 120, n. 3-4, p. 327–364, feb. 2003.

BEKKER, A.; ERIKSSON, K. A. A paleoproterozoic drowned carbonate platform on the southeastern margin of the Wyoming Craton: a record of the Kenorland breakup. **Precambrian Research**, v. 120, n. 3-4, p. 327-364, 2003

BEKKER, A.; KARHU, J. A.; ERIKSSON, K. A.; KAUFMAN, A. J. Chemostratigraphy of Palaeoproterozoic carbonate successions of the Wyoming Craton: tectonic forcing of biogeochemical change? **Precambrian Res.**, v. 120, p. 279–325. 2003.

- BEKKER, A.; KARHU, J. A.; KAUFMAN, A. J. Carbon isotope record for the onset of the Lomagundi carbon isotope excursion in the Great Lakes area, North America. **Precambrian Res.**, v. 148, p. 145-180. 2006.
- BEKKER, A.; KAUFMAN, A. J.; KARHU, J. A.; BEUKES, N. J.; SWART, Q. D.; COETZEE, L. L.; ERIKSSON, K. A. Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Duitschland Formation, South Africa: implications for coupled climate change and carbon cycling. **Am. J. Sci.**, v. 301, p. 261-285, mar. 2001.
- BECKER, R. H.; CLAYTON, R. M. Carbon isotopic evidence the origin of banded iron formation in Western Australia. **Geochim. et Cosmochim. Acta**, v. 36, n. 5, p. 577-595, jun. 1972.
- BERTRAND, J. M.; JARDIM DE SÁ, E. F. Where are the Eburnean-Transamazonian collisional belts? **Can. J. Earth Sci.** 27, 1382-1393. 1990.
- BEUKES, N. J. Precambrian iron-formations of southern Africa. **Economic Geology**, v. 68, n. 7, p. 960-1004, nov. 1973.
- BEUKES, N. J. The Transvaal Sequence in Griqualand West. In: ANHAEUSSER, C. R.; MASKE, S. (Ed.). Mineral Deposits of Southern Africa. Johannesburg: **Geol. Soc. S. Afr.**, v. I, p. 817-828, 1986.
- BEUKES, N. J.; KLEIN, C. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from microbanded to granular iron-formation in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. **Precambrian Res.**, v. 47, n. 1-2, p. 99-139, apr. 1990.
- BICKLE, M. J. Transport mechanisms by fluid-flow in metamorphic rocks: oxygen and strontium decoupling in the Trois Seigneurs Massif: a consequence of kinetic dispersion? **Am. J. Sci.**, v. 292, n. 5, p. 289-316, 1992.
- BINNS, R. A.; SCOTT, S. D.; BOGDANOV, Y. A.; LISITZEN, A. P.; GORDEEV, V. V.; GURVICH, E. G.; FINLAYSON, E. J.; BOYD, T.; DOTTER, L. E.; WHELLER, G. E.; MURAVYEV, K. G. Hydrothermal oxide and gold-rich sulfate deposits of Franklin seamount, western Woodlark Basin, Papua New Guinea. **Econ. Geol.** v. 88, n. 8, p. 2122-2153, dec. 1993.
- BOLHAR, R.; KAMBER, B. S.; MOORBATH, S.; FEDO, C. M.; WHITEHOUSE, M. J. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 222, n. 1, p. 43-60, maio 2004.
- BRAND, U.; VEIZER, J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system. 1: trace elements. **J. Sedim. Res.**, v. 50, n. 4, p. 1219-1236, dec. 1980.
- BRASIER, M. D.; GREEN, O. R.; JEPHCOAT, A. P.; KLEPPE, A. K.; VAN KRANENDONK, M. J.; LINDSAY, J. F.; STEELE, A.; GRASSINEAU, N. V. Questioning the evidence for Earth's oldest fossils. **Nature**, n. 416, p. 76-81, 2002.

BRATERMAN, P. S.; CAIRNS-SMITH, A. G.; SLOPER, R. W. Photo-oxidation of hydrated Fe²⁺: significance for banded iron formations. **Nature**, v. 303, p. 163-164, 1983.

BRITO NEVES, B. B. **Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino**. Tese (Doutoramento Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975. 198p.

BRITO NEVES, B. B. **O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 111 000 000**. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências da Universidade de S. Paulo, 1983. 171p.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J. O “Sistema Pajeú-Paraíba” e o “maciço” São José do Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 2, p. 173-184, 2001.

BUICK, I. S.; UKEN, R.; GIBSON, R.L.; WALLMACH, T. High- δ^{13} Paleoproterozoic carbonates from the Transvaal Supergroup, South Africa. **Geology**, v. 26, n. 10, p. 875-878, 1998.

BUTTON, A. The Transvaal Sub-Basin of the Transvaal Sequence. In: ANHAEUSSER, C. R.; MASKE, S. (Ed.). **Mineral Deposits of Southern Africa**. Johannesburg: Geol. Soc. S. Afr., 1986. v. I, p. 811-817.

CABY, R. Precambrian terrane of Benin-Nigeria and northeast Brazil and late Proterozoic Atlantic fit. **Geol. Soc. Am. Sp.**, v. 230, p. 145-158, 1989.

CABY, R.; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M.; VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R. D.; LÉCORCHÉ, J. P. (Ed.). **The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives**. Berlin: Springer-Verlag, 1991. p. 373-397.

CAIRNS-SMITH, A. G. Precambrian solution photochemistry, inverse segregation, and banded iron formations. **Nature**, v. 276, p. 807-808, dec. 1978.

CAMPBELL, A. C.; PALMER, M. R.; KLINKHAMMER, G. P.; BOWERS, T. S.; EDMOND, J. M.; LAWRENCE, J. R.; CASEY, J. F.; THOMPSON, G.; HUMPHRIS, S.; RONA, R.; KARSON, J. A. Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge. **Nature**, v. 335, p. 514-519, 1988.

CLOUD, P. E. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. **Science**, v. 160, n. 3829, p. 729-736, maio 1968.

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

CONDIE, K. C. **Archean Greenstone Belts**. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434p.

CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; ARCANJO, C. J.; JARDIM DE SÁ, E. F. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt; the

Patos-Seridó system, northeastern Brazil. **Geology**, v. 19, n. 6, p. 586-589, jun. 1991.

CRADDOCK, P. R.; DAUPHAS, N. Iron and carbon isotope evidence for microbial iron respiration throughout the Archean. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 303, n. 1-2, p. 121-132, fev. 2011.

CROAL, L. R.; JOHNSON, C. M.; BEARD, B. L.; NEWMAN, D. K. Iron isotope fractionation by Fe(II)-oxidizing photoautotrophic bacteria. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 68, n. 6, p. 1227-1242, 2004.

DANIELSON, A.; MÖLLER, P.; DULSKI, P. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. **Chem. Geol.**, v. 97, n. 1-2, p. 89-100, may 1992.

DANTAS, E. L. **Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Unesp, Rio Claro, 1996.

DANTAS, E. L. O Greenstone Belt Serra Caiada: Evidências de uma antiga crosta oceânica no Maciço São José do Campestre-RN. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, XXIII. **Boletim 21**, p. 19, Fortaleza, 2009.

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**, p. 319-342, 1995.

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 de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 221-228, 1998.

DANTAS, E. L.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; BRITONEVES, B. B.; 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.; CATES, N. L.; MOJZSIS, S. J.; BUSIGNY, V. Identification of chemical sedimentary proto-liths using iron isotopes in the >3750 Ma Nuvvuagittuq supracrustal belt, Canada. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 254, p. 358-376, 2007.

DAVIES, D. N.; URIE, J. G. The Bomvu Ridge haematite deposits. **Swaziland Geol. Survey Spec. Rept.** ed. 3, 1956. 23p.

DE BAAR, H. J. W.; BACON, M. P.; BREWER, P. G. Rare Earth Elements in the Pacific and Atlantic Oceans. **Geochim. Cosmochim. Acta.**, v. 49, p. 1943-1959, 1985.

DERRY, L. A.; JACOBSEN, S. B. The Chemical Evolution of Precambrian Seawater: evidence from REEs in banded iron formations. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 54, n. 11, p. 2965–2977, nov. 1990.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E. (Ed.). **Classification of carbonate rocks**. Tulsa: AAPG Memoir 1, 1962. p. 108-121.

EILER, J. M.; BAUMGARTNER, L. P.; VALLEY, J. W. Intercrystalline stable isotope diffusion: a fast grain boundary model. **Contrib. Mineral. Petrol.**, v. 112, n. 4, p. 543-557, 1992.

ELDERFIELD, H.; GREAVES, M. J. The Rare Earth Elements in Seawater. **Nature**, n. 296, p. 214-219, mar. 1982.

ELDERFIELD, H.; HAWKESWORTH, H.; GREAVES, J.; CALVERT, S. E. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 45, n. 4, p. 513-528, abr. 1981.

ERZINGER, J. Chemical alteration of the oceanic crust. **Geol. Rund.**, v. 78, n. 3, p. 731-740, 1989.

EVENSEN, N. H.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorite. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 42, p. 1199-1212, ago. 1978.

FARQUHAR, J.; CHACKO, T.; FROST, B. R. Strategies for high-temperature oxygen isotope thermometry: a worked example from the Laramie anorthosite complex, Wyoming, USA. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 117, n. 3-4, p. 407-422, 1993.

FERRY, J. M. Regional metamorphism of the Waits River formation, Eastern Vermont: delineation of a new type of giant metamorphic hydrothermal system. **J. Petrol.**, v. 33, n. 1, p. 45-94, 1992.

FISCHER, W. W.; SCHROEDER, S.; LACASSIE, J. P.; BEUKES, N. J.; GOLDBERG, T.; STRAUSS, H.; HORSTMANN, U. E.; SCHRAG, D. P.; KNOLL, A. H. Isotopic constraints on the Late Archean carbon cycle from the Transvaal Supergroup along the western margin of the Kaapvaal Craton, South Africa. **Precambrian Research**, v. 169, n. 1-4, p. 15-27, mar. 2009.

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 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen. **Precambrian Res.**, v. 162, n. 3-4, p. 441-474, may 2008.

FRYER, B. J. Rare earth evidence in iron formations for changing Precambrian oxidation states. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 41, n. 3, p. 361-367, mar. 1977.

FRYER, B. J.; FYFE, W. S.; KERRICH, R. Archean volcanogenic oceans. **Chem. Geol.**, v. 24, n. 1-2, p. 25-33, jan. 1979.

FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. **Bulletin 43**, p. 1-38, 1959.

GARCÍA-RUIZ, J. M.; HYDE, S. T.; CARNERUP, A. M.; CHRISTY, A. G.; VAN KRANENDONK, M. J.; WELHAM, N. J. Self-assembled silica-carbonate structures and detection of ancient microfossils. **Science**, v. 302, n. 5648, p. 1194–1197, nov. 2003.

GILLIS, K. M.; BANERJEE, N. R. Hydrothermal alteration patterns in supra-subduction zone ophiolites. In: DILEK, Y.; MOORES, E.; ELTHON, D.; NICOLAS, A. (Ed.). **Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Oceanic Drilling Program**. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 349, p. 283–297, 2000.

GOLE, M. J. Archean banded iron-formations, Yilgarn Block, Western Australia. **Economic Geology**, v. 76(7), p. 1954-1974. 1981.

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, ago./set. 2009.

GRAF, J. L. Rare earth elements, iron formations and seawater. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 42, n. 12, p. 1845- 1850, dez. 1978.

GROSS, G. A. A classification of iron formations based on depositional environments. **Canadian Mineralogist**, v. 18, p. 215-222, may 1980.

GROSS, G. A. Geology of iron deposits in Canada: general geology and evaluation of iron deposits. **Geological Survey of Canada Economic Report**, v. 3, ed. 22, 1965. Vol. 1.

GROSS, G. A. The depositional environment of principal types of Precambrian Iron-formations. In: UNESCO. **Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits (Earth Sciences)**, Paris, v. 9, p. 15-21. jun. 1973.

GROSS, G. A. Tectonic systems and the deposition of iron formation. **Precambrian Research**, v. 20, n. 2-4, p. 171-187, 1983.

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).

HAASE, C. S. Metamorphic petrology of the Negaunee Iron Formation, Marquette district, northern Michigan: mineralogy, metamorphic reactions and phase equilibria. **Economic Geology**, v. 77, n. 1, p. 60-81, fev. 1982.

HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36°. **Anais...** Natal, p. 2683-2696, 1990.

HALLSWORTH, C. R.; KNOX, R. W. **BGS rock classification scheme, volume 3, classification of sediments and sedimentary rocks**. British Geological Survey Research Report, 99-03. 1999

HATTON, O.; DAVIDSON, G. Soldiers Cap Group iron-formations, Mt. Isa Inlier, Australia, as windows into the hydrothermal evolution of a base-metal-bearing Proterozoic rift basin. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 51, n. 1, p. 85-106, 2004.

HEIMANN, A.; JOHNSON, C. M.; BEARD, B. L.; VALLEY, J. W.; RODEN, E. E.; SPICUZZA, M. J.; BEUKES, N. J. Fe, C, and O isotope compositions of banded iron formation carbonates demonstrate a major role for dissimilatory iron reduction in 2.5 Ga marine environments. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 294, n. 1-2, p. 8-18, may 2010.

HEKINIAN, R.; HOFFERT, M.; LARQUE, P.; CHEMINEE, P.; STOFFERS, P.; BIDEAU, D. Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from South Pacific intraplate volcanoes and East Pacific Rise axial and off-axial regions. **Econ. Geol.**, v. 88, n. 8, p. 2099–2121, dec. 1993.

HOEFS, J. **Stable isotope geochemistry**. Berlin: Springer-Verlag, 2009. 340p.

HOEFS, J. **Stable Isotope Geochemistry**. Berlin: Springer-Verlag, 1997. 201p.

HORSTMANN, U.; HÄLBICH, I. Chemical composition of banded iron formations of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. **Precambrian Research**, v. 72, n. 1-2, p. 109-145, mar. 1995.

HUSTON, D. L.; LOGAN, G. A. Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early atmosphere. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 220, p. 41-55, 2004.

JACOBSEN, S. B.; KAUFMAN, A. J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. **Chem. Geol.**, v. 161, n. 1-3, p. 37-57, sept. 1999.

JAMES, H. L. Sedimentary facies of iron-formation. **Economic Geology**, v. 49 n. 3, p. 235-293, may 1954.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Ph.D. Thesis, Univ. Brasília, 1994. 803p. Unpublished.

JARDIM DE SÁ, E. F.; TRINDADE, R. I. F.; HOLLANDA, M. H. B. M.; GALINDO, A. C.; AMARO, V. E.; SOUZA, Z. S.; VIGNERESSE, J. L.; LANDEAUX, J. M.. **Syntectonic alkalic granites emplaced in a brasiliano-age strike**

slip/extensional setting (eastern Seridó belt, NE Brazil). Em: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., 1997, Salvador. *Anais...* Salvador: ISGAM, p. 310-312. 1997.

JESUS, B. A. **Petrografia e geoquímica de rochas máfico-ultramáficas do maciço São José do Campestre, Província Borborema.** Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, 2011.

JIAO, Y.; KAPPLER, A.; CROAL, L.; NEWMAN, D. K. Isolation and characterization of a genetically tractable photoautotrophic Fe(II)-oxidizing bacterium, *Rhodopseudomonas palustris* strain TIE-1. **Applied and Environmental Microbiology**, v. 71, n. 8, p. 1-10, 2005.

JOHNSON, C. M.; BEARD, B. L.; BEUKES, N. J.; KLEIN, C.; O'LEARY, J. M. Ancient geochemical cycling in the Earth as inferred from Fe isotope studies of banded iron formations from the Transvaal Craton. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 144, n. 5, p. 523-547, 2003.

KARHU, J. A.; HOLLAND, H. D. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. **Geology**, v. 24, n. 10, p. 867-870, 1996.

KATO, Y.; KANO, T.; KUNUGIZA, K. Negative Ce Anomaly in the Indian Banded Iron Formations: Evidence for the Emergence of Oxygenated Deep-Sea at 2.9~2.7 Ga. **Resource Geology**, v. 52, n. 2, p. 101-110, 2002.

KATO, Y.; OHTA, I.; TSUNEMATSU, T.; WATANABE, Y.; ISOZAKI, Y.; MARUYAMA, S.; IMAI, N. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 62, n. 21-22, p. 3475– 3497. 1998.

KLEIN, C. Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron formation. In: TRENDALL, A.; MORRIS, R. (Ed.). **Iron-Formation: facts and problems.** Amsterdam: Elsevier, 1983. p. 417-469.

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, 2005.

KLEIN, C.; BEUKES, N. J. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. **Economic Geology**, v. 84, p. 1733-1774, 1989.

KLINKHAMMER, G.; ELDERFIELD, H.; HUDSON, A. Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents. **Nature**, n. 305, p. 185-188, 1983.

LINDENMAYER, Z. G.; LAUX, J. H.; TEIXEIRA, J. B. G. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da formação Carajás, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 21-28, 2001.

- LINDSAY, J. F.; MARTIN, D. B. Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2.6 to 1.9 Ga carbonates of Western Australian basins. **Precambrian Research**, v. 114, n. 1-2, p. 1-34, fev. 2002.
- LOWE, D. R.; TICE, M. M. Geologic evidence for Archean atmospheric and climatic evolution: fluctuating levels of CO₂, CH₄, and O₂ with an overriding tectonic control. **Geology**, v. 32, n. 6, p. 493–496, jun. 2004.
- LYONS, T. W.; SEVERMANN, S. A critical look at iron paleoredox proxies: New insights from modern euxinic marine basins. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 70, n. 23, p. 5698-5722, dez. 2006.
- MAHESHWARI, A.; SIAL, A. N.; CHITTORA, V. K. High- $\delta^{13}\text{C}$ Paleoproterozoic carbonates from the Aravalli Supergroup, Western India. **Intern. Geol. Review**, v. 41, n. 10, p. 949-954, 1999.
- MAIA E. Q. Mapeamento Geológico de uma Área a Oeste de Serra Caiada, Núcleo Arqueano São José do Campestre (RN). **Monografia de Conclusão de Curso**, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN. p. 95. 2010.
- MCLENNAN, S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements (Eds. B.R. Lipin and G.A. McKay); **Rev. Mineral.**, v. 21, p. 169-200, 1989.
- MELEZHIK, V. A.; FALLICK, A. E.; MEDVEDEV, P. V.; MAKARIKHIN, V. V. Extreme ¹³Ccarb enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite–stromatolite–dolomite-‘red beds’ association in a global context: a case for the worldwide signal enhanced by a local environment. **Earth Sci. Rev.**, v. 48, n. 1, p. 71-120, oct. 1999.
- MELEZHIK, V. A.; GOROKHOV, I. M.; FALLICK, A. E.; GJELLE, S. Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides. **Precambrian Res.**, v. 108, n. 3, p. 267–292. jun. 2001a.
- MELEZHIK, V. A.; GOROKHOV, I. M.; KUZNETSOV, A. B.; FALLICK, A. E. Review article: chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for ‘blind dating’. **Terra Nova**, v. 13, n. 1 p. 1-11, 2001b.
- MELEZHIK, V. A.; KUZNETSOV, A. B.; FALLICK, A. F.; SMITH, R. A.; GOROKHOV, I. M.; JAMAL, D.; CATUANE, F. Depositional environments and an apparent age for the Geci meta-limestones: constraints on the geological history of northern Mozambique. **Precambrian Res.**, v. 148, n. 1-2, p. 19-31. 2006.
- MELEZHIK, V. A.; ROBERTS, D.; FALLICK, A. E.; GOROKHOV, I. M.; KUZNETSOV, A. B. Geo- chemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy. **Chem. Geol.**, v. 216, p. 203–224, 2005.

MELEZHNIK, V. A.; BINGEN, B.; FALLICK, A. E.; GOROKHOV, I. M.; KUZNETSOV, A. B.; SANDSTAD, J. S.; SOLLI, A.; BJERKGÅRD, T.; HENDERSON, I.; BOYDA, R.; JAMAL, D.; MONIZE, A. Isotope chemostratigraphy of marbles in northeastern Mozambique: apparent depositional ages and tectonostratigraphic implications. **Precambrian Res.**, v. 162, n. 3-4, p. 540-558, 2008.

MICHARD, A.; ALBARÈDE F. The REE content of some hydrothermal fluids. **Chem. Geol.**, v. 55, n. 1-2, p. 51-60, maio 1986.

MICHARD, A.; ALBARÈDE, F.; MICHARD, G.; MINSTER, J. F.; CHARLOU, J. L. Rare earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13° N). **Nature**, n. 303, p. 795-797, jun. 1983.

MOREY, G. B. Animikie Basin, Lake Superior region, U.S.A. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS R. C. (Ed.). **Iron-formation: Facts and Problems**. Amsterdam, Elsevier, 1983. p. 13-68.

NASCIMENTO, M. A. L.; MEDEIROS, V. C.; GALINDO, A. C. Magmatismo ediacarano a cambriano no domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. **Instituto de Geociências da Universidade do Rio Grande do Norte**. Série B. Estudos e Pesquisas. v. 18, p. 4-27. 2008.

NEWSOM, H. E.; WHITE, W. M.; JOCHUM, K. P.; HOFMANN, A. W. Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. **Earth Planet Sci. Lett.**, v. 80, n. 3-4, p. 299-313, nov. 1986.

OLIVEIRA, R. G. de; SANTOS, E. J. dos. Seção geológica-geofísica e inferências geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3. **Resumo expandido**, v. 1, p. 643-747, 1993.

LOUDIN, E.; COCHERIE, A. Fish debris record the hydrothermal activity in the Atlantis 11 Deep sediments (Red Sea). **Geochim. Acta** 52, p. 177-184, 1988.

PIEPGRAS, D. J.; WASSERBURG, G. J. Neodymium isotopic variations in seawater. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 50, n. 1, p. 128-138, out. 1980.

PLANAVSKY, 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, out. 2010.

POSTH, N. R.; KONHAUSER, K. O.; KAPPLER, A. **Encyclopedia of Geobiology**. Springer, 2011.

POULTON, S. W.; CANFIELD, D. E. **Elements** 7, 2011. p. 107-112.

PURIS, E. M.; WICKHAM, S. M. Quantification of lower crustal syntectonic fluid fluxes in the Kapuskasing structural zone based on oxygen-isotope profiles across

two paragneiss–mafic gneiss contacts. **Can. J. Earth Sci.**, v. 31, n. 7, p. 1122-1133. 1993.

RIDLEY, W. I.; PERFIT, M. R.; JONASSON, I. R.; SMITH, M. F. Hydrothermal alteration in oceanic ridge volcanics: a detailed study at Galapagos fossil hydrothermal field. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 58, n. 11, p. 2477–2494, jun. 1994.

ROLLINSSON, H. R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.** Singapore: LongMan, 1993. 352p.

RUHLIN D. E. & OWEN R. M. Factors influencing the rare earth element composition of hydrothermal precipitates, East Pa- cific Rise. In Inir. Reprs. DSDP (eds. M. LEINEN and D. K. RE.4). v. 92. p. 383-389. U.S. Govt. Printing Office, Washington. D.C. 1986.

RUMBLE, D. III; FERRY, J. M.; HOERING, T. C.; BOUCOT, A. J. Fluid flow during metamorphism at the Beaver Brook fossil locality, New Hampshire. **Am. J. Sci.**, v. 282, n. 6, p. 886-919, jun. 1982.

SANTOS, E. J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, 1996.

SAVELLI, C.; MARANI, M.; GAMBERI, F. Geochemistry of metalliferous, hydrothermal deposits in the Aeolian arc (Tyrrhenian Sea). **Jour. Volcanol. Geotherm. Research**, v. 88, n. 4, p. 305-323, mar. 1999.

SCHIDLOWSKI, M. Carbon isotopes and microbial sediments. In: RIDING, R.E.; AWRAMIK, S. M. (Ed.). **Microbial Sediments.** Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, p. 84-95, 2000

SCHIDLOWSKI, M.; EICHMANN, R.; JUNGE, C. E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. **Precambrian Research**, v. 2, n. 1, p. 1-69, 1975.

SCHIDLOWSKI, M.; EICHMANN, R.; JUNGE, C. E. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia. **Geochim Cosmochim. Acta**, v. 40, n. 4, p. 449-455, apr. 1976.

SCHIDLOWSKI, M.; TODT, W. The Proterozoic Lomagundi carbonate Province as paragon of a ¹³C-enriched carbonate facies: geology, radiometric age and geochemical significance. ICOG-9, **Chinese Science Bulletin**, v. 43, n. 1, Supp. p. 114, ago. 1998.

SCHOPF, J. W. Microfossils of the Early Archean Apex Chert: new evidence of the antiquity of life. **Science**, v. 260, n. 5, p. 640–646, abr. 1993.

SCOTT, R. B.; HAJASH, A. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas a microprobe study. **Am. J. Sci.**, v. 276, p. 480-501, abr. 1976.

SHIELDS, G.; VEIZER, J. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v. 3, n. 1031, 2002.

SHIELDS, G. A.; WEBB, G. E. Has the REE composition of seawater changed over geological time? **Chem. Geol.**, v. 204, 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, abr. 1990.

SHOLKOVITZ, E. R.; LANDING, W. M.; LEWIS, B. L. Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 58, n. 6, p. 1567–1579, jan. 1994.

SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; ALMEIDA, A. R.; ROMANO, A. W.; PARENTE, C. V.; COSTA, M. L.; SANTOS, V. H. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 72, n. 4, p. 539-558, 2000.

SILVA FILHO, C. V. R. **Isótopos de Nd aplicados a datação direta de formações ferríferas paleoarqueanas do maciços São José do Campestre**. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, 2012. p. 89. (no prelo).

SOUZA, Z. S.; MARTIN, H.; PEUCAT, J. J.; JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. F. Calc-alkaline magmatism at the archaean-proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brasil). **Journal of Petrology**, v. 48, n. 11, p. 2149-2185, 2007.

SPIER, C. A.; OLIVEIRA, S. M. B.; SIAL, A. N.; RIOS, F. J. Geochemistry and 897 genesis of the banded Fe formations of the Cauê Formation, Quadrilátero 898 Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Precambrian Research**, v. 152, p. 170-206, 2007.

SREENIVAS, B.; DAS SHARMA, S.; KUMAR, B.; PATIL, D.J.; ROY, A.B.; SRINIVASAN, R. Positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion in carbonate and organic fractions proterozoic Aravalli Supergroup, Northwestern India. **Precambrian Research**, v. 106, n. 3-4, p. 277-290, mar. 2001.

STOWE, C. W. **The geology of the country south and west of Selukwe**. Rhodesia Geol. Survey Bull, Bulletin, 59, 1968. 209p.

STRAUB, K. L.; RAINEY, F. R.; WIDDEL, F. *Rhodovulum iodosum* sp. nov. and *Rhodovulum robiginosum* sp. nov. two new marine phototrophic ferrous-iron-oxidizing purple bacteria. **International Journal of Systematic Bacteriology**, v. 49, p. 729-735, apr. 1999.

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 Publications, 1985. 312p.

TRENDALL, A. F. The Hamersley Basin. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. (Ed.) **Iron-formation: facts and problems**. Amsterdam: Elsevier, 1983. p. 69-129.

TRENDALL, A. F. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS. **Special Publication**, v. 33, p. 33-66, 2002.

TRENDALL, A. F.; BLOCKLEY, J. G. The iron formations of the Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocedolite. **Western Austr. Surv. Bull.** 119, 1970. 353p.

TRENDALL, A. F.; BLOCKLEY, J. G. Precambrian iron-formation. In: ERIKSSON, P. G.; ALTERMANN, W.; NELSON, D. R.; MUELLER, W. U.; CATUNEANU, O. (Ed.). **The Precambrian Earth: tempos and events**. Amsterdam: Elsevier, 2004. p. 403-421.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKU, M. U/Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 267-288, jul./out. 1995.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre-to syncollisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. **Precambrian Research**, v. 127, p. 287-327, 2003.

VEIZER, J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. **Reviews in Mineralogy and Chemistry**, v. 11, n. 1, p. 265-300, jan. 1983.

VEIZER, J.; ALA, D.; AZMY, K.; BRUCKSCHEN, P.; BUHL, D.; BRUHN, F.; CARDEN, A. F.; DIENER, A.; EBNETH, S.; GODDERIS, Y.; JASPER, T.; KORTE, C.; PAWALLEK, F.; PODLAHA, O. G.; STRAUSS, H. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{13}C and ^{18}O evolution of Phanerozoic Seawater. **Chem. Geol.** v. 161, n. 1-3, p. 59-88, set. 1999.

VEIZER, J.; CLAYTON, R. N.; HINTON, R. W. Geochemistry of Precambrian carbonates: IV. Early Paleoproterozoic (2.25 ± 0.25 Ga) seawater. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 56, n. 3, p. 875-885, mar. 1992.

VEIZER, J.; HOEFS, J.; RIDLER, R. H.; JENSEN, L. S.; LOWE, D. R. Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archean hydrothermal systems. **Geochim Cosmochim Acta**, v. 53, n. 4, p. 845-857, 1989a.

VEIZER, J.; HOEFS, J.; LOWE, D. R.; THURSTON, P. C. Geochemistry of Precambrian carbonates: II Archean greenstone belts and Archean seawater. **Geochim Cosmochim. Acta**, v. 53, n. 4, p. 859-871, 1989b.

VEIZER, J.; COMPSTON, W.; HOEFS, J.; NIELSEN, H. Mantle buffering of the early oceans. **Naturwissenschaften**, v. 69, n. 4, p. 173-180, 1982.

VEIZER J; HOEFS J.. The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. **Geochim Cosmochim Acta**, v. 40, n. 11, p. 1387-1395, 1976.

VIEGAS, M. C. Síntese Geológica do Leste do Rio Grande do Norte na escala 1:250.000. **Monografia de Conclusão de Curso**. Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Natal, p 78. 2007.

WIDDEL, F.; SCHNELL, S.; HEISING, S.; EHRENREICH, A.; ASSMUS, B.; SCHINK, B. Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. **Nature**, n. 362, p. 834–836, abr. 1993.

ZHANG, J.; NOZAKI, Y. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 60, n. 23, p. 4631-4644, dez. 1996.