

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

CRISTIAN DAVID USMA CUERVO

**QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, O) DE CARBONATOS
E FERRO BANDADO (BIF) ASSOCIADO, E PETROLOGIA DE
GRANITOIDES METALUMINOSOS, SÃO JOSÉ DE BELMONTE,
PERNAMBUCO, NE DO BRASIL**

**Recife
2016**

CRISTIAN DAVID USMA CUERVO

Geólogo, Universidade de Caldas, Colômbia, 2011

**QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, O) DE CARBONATOS
E FERRO BANDADO (BIF) ASSOCIADO, E PETROLOGIA DE
GRANITOIDES METALUMINOSOS, SÃO JOSÉ DE BELMONTE,
PERNAMBUCO, NE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientado pelo Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial e co-orientado pela Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração de Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Recife
2016

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

- U86q Usma Cuervo, Cristian David.
Químioestratigrafia isotópica (C, O) de carbonatos e ferro bandado (BIF) associado, e petrologia de granitoides metaluminosos, São José de Belmonte, Pernambuco, NE do Brasil / Cristian David Usma Cuervo. - Recife: O Autor, 2016.
90 folhas, il.
- Orientador: Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial.
Coorientadora: Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2016.
Inclui Referências.
1. Geociências. 2. Grupo Cachoeirinha. 3. Complexo Riacho Gravatá.
4. Carbonatos. 5. Formações de ferro bandado. 6. Granitoides brasileiros.
I. Sial, Alcides Nobrega (Orientador). II. Ferreira, Valderez Pinto (Coorientadora). III. Título.
- 551 CDD (22. ed.) UFPE/BCTG/2016-177

**QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, O) DE CARBONATOS E FERRO BANDADO
(BIF) ASSOCIADO, E PETROLOGIA DE GRANITOIDES METALUMINOSOS, SÃO JOSÉ
DE BELMONTE, PERNAMBUCO, NE DO BRASIL**

Cristian David Usma Cuervo

APROVADA

Alcides Nobrega Sial

22 de Fevereiro de 2016

Claudio Gaucher Pepe

22 de Fevereiro de 2016

José Antonio Barbosa

22 de Fevereiro de 2016

AGRADECIMENTOS

O momento de finalizar minha dissertação, vem acompanhado de sentimentos encontrados, como esse agri-doce sabor que toda dura batalha deixa no final. Não poderia ocultar a satisfação de concluir minha dissertação, mas encontra-se entristecida pela ausência de um dos mais sinceros amigos, Meu Pai, essa pessoa que incondicionalmente ofereço todo seu apoio, energia e respaldo em momentos tão importantes na minha vida, como empreender esta viagem. Quero com esta dissertação fazer uma homenagem em memória de OSCAR USMA GIRALDO (1969-2014), maravilhoso pai que levo presente em todos os meus dias. Esta conquista sem dúvida também faz parte de minha mãe Sonia Cuervo, que sem importar a distância esteve sempre cuidando de mim; agradeço a minha irmã Paola Usma e sobrinhos Juan-Jo e Paulito pela alegria que dão a minha vida. A toda minha família pelo apoio incondicional.

Quero agradecer a todos e cada uma das pessoas que direta ou indiretamente contribuíram na realização desta dissertação. Primeiramente quero agradecer ao professor Dr. Alcides N. Sial por oferecer mais que uma oportunidade de estudo, abrir as portas do laboratório NEG-LABISE e disponibilizar todos os meios necessários para o desenvolvimento do projeto. Transmito este mesmo sentimento de gratificação à professora Dra. Valderéz P. Ferreira pela colaboração com as análises químicas tanto de fluorescência de raios X como de microsonda eletrônica, à Bruna Borba de Carvalho pela execução destas últimas, ao Renan Siqueira pela sua contribuição nas etapas de campo e a todos os integrantes da família NEG-LABISE, assim como felicitar pela excelente equipe de trabalho. Ao Dr. Claudio Gaucher do Instituto de Ciencias Geológicas (UDELAR) Uruguay, pelo acompanhamento e contribuições nas interpretações de campo, ao Dr. Robert Frei do Serviço Geológico de Dinamarca e Groenlândia (GEUS) pela realização das análises de amostras consideradas neste trabalho. Agradeço a FACEPE pela concessão da bolsa de mestrado ao programa de pós-graduação em geociências da UFPE e seus integrantes.

Quero dar um especial agradecimento a Juliana Guzmán por ter empreendido esta viagem comigo, compartilhando felizes momentos de aprendizagem e aventura.

Obrigado a todos!

RESUMO

Ao nordeste de São Jose de Belmonte, Pernambuco, o Complexo Riacho Gravatá Meso- a Neoproterozoico e o Grupo Cachoeirinha Neoproterozoico afloram. Ambas unidades de origem sedimentar e com intercalações de carbonato (mármore), formações de ferro bandado (BIF) e metavulcânicas são limitadas pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboblo com direção NE. Outra importante característica da região é a abundante ocorrência de plutons graníticos criogenianos-ediacaranos que intruem o Grupo Cachoeirinha. O Complexo Riacho Gravatá com maior contribuição de material vulcânico, registra um evento extensional de formação de bacias relacionado com uma zona próxima de magmatismo de arco. O Grupo Cachoeirinha corresponde a uma sequência metaturbidítica, é dividido em Formação Santana dos Garrotes (unidade basal) e Formação Serra Olho d'Água (unidade superior) depositado numa bacia de retro arco. Químioestratigrafia elemental e isotópica de seções selecionadas foi realizada objetivando estabelecer condições deposicionais de formação de carbonatos e formações ferríferas e estimar sua cronologia. Petrologia de plutons graníticos teve a intenção de elucidar ambiente tectônico e condições de cristalização destes corpos. A seção Barro do Complexo Riacho Gravatá é composto principalmente de mármore dolomíticos. A composição isotópica destes carbonatos com $\delta^{13}\text{C}$ de -2,8 a -0,7‰ e $\delta^{18}\text{O}$ de -15,0 a -15,8‰ podem ser correlatos com seções de final do Esteniano a inicio do Toniano. Os padrões de ETRY permitem inferir um ambiente deposicional marinho sob condições anóxicas e contribuição de fluidos hidrotermais. Da Formação Santana dos Garrotes, mármore calcíticos das localidades de Pedreira e Oiti mostram $\delta^{13}\text{C}$ médios de +4,9‰ e +4,1‰, respectivamente, além de anomalias negativa de Ce e positiva de Y, sugerindo uma idade de deposição Criogeniano médio a tardio num ambiente levemente oxigenado. Os padrões de ETRY normalizados em relação ao PAAS para o BIF da Localidade Oiti são a favor de uma precipitação hidrogenética com influência hidrotermal. Química em rocha total e mineralde plutons granodioríticos com epidoto magmático ao norte do povoado Carmo permitem identifica-los como cálcio-alcálico principalmente, e cálcio-alcálicos de alto K, de origem mista. Estes granodioritos provavelmente forma intruidos durante a fase final de um regime de subdução, cristalizando sob pressões de 6,6 – 9,3 kbar e temperaturas entre 720 e 765°C, a uma profundidade ao redor de 22 Km.

Palavras-chave: Grupo Cachoeirinha, Complexo Riacho Gravatá, carbonatos, formações de ferro bandado, granitoides Brasileiros, geoquímica.

ABSTRACT

To the northeast of the São Jose de Belmonte, Pernambuco, the Meso- to Neoproterozoic Riacho Gravatá Complex and the Neoproterozoic Cachoeirinha Group outcrops. Both units of sedimentary origin and with carbonate (marble), banded iron formation (BIF) and metavolcanic intercalations are limited by the Serra do Caboclo Shear Zone with a NE direction. Another important characteristic of the area is the abundant occurrence of Cryogenian-Ediacaran granitic plutons that intrude the Cachoeirinha Group. The Riacho Gravatá Complex with great contribution of volcanic material, record an extensional event of basin formation related to a nearby zone of arc magmatism. The Cachoeirinha Group corresponds to a metaturbiditic sequence, it is divided into the Santana dos Garrotes Formation (basal unit) and the Serra Olho d'Água Formation (upper unit) deposited in a back-arc basin. Elemental and isotope chemostratigraphy of selected sections was carried out aiming at precisising the depositional conditions of carbonate and iron-bearing sediment formation and estimating their chronology. Petrology of granitic plutons had the intention of elucidate tectonic environment and crystallizing conditions of these bodies. The Barro section of Riacho Gravatá Complex is composed mainly of dolomitic marbles. The isotopic composition of these carbonates with $\delta^{13}\text{C}$ varying from -2.8 to -0.7‰ and $\delta^{18}\text{O}$ from -15.0 to -15.8‰ can be correlated with late Stenian – early Tonian sections. The REE+Y patterns led to infer a marine depositional environment under slightly anoxic conditions and hydrothermal fluids contribution. From Santana dos Garrotes Formation, calcitic marbles at the Pedreira and Oiti localities display average $\delta^{13}\text{C}$, respectively, of +4.9‰ and +4.1‰, besides negative Ce anomaly and positive Y anomaly, suggesting a middle to late Cryogenian depositional age in a slightly oxygenated environment. The PAAS normalized REE + Y patterns for BIFs at the Oiti locality favor a hydrogenetic precipitation with hydrothermal influence. Bulk and mineral phase chemistry analyses of magmatic epidote-bearing granodioritic plutons to the north of the Carmo village allow identify them as calc-alkalic and high K calc-alkalic, of mixed origin. These granodiorites were likely intruded during final stages of a subduction regime, crystallizing under pressures of 6.6–9.3 kbar and temperatures in the 720–765°C range, at depths around 22 Km.

Keywords: Cachoeirinha Group, Riacho Gravatá Complex, carbonates, Banded Iron Formation, Brasileiro granitoids, geochemistry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização e imagem Landsat 7 ETM+ mostrando área de estudo na Província Borborema, Nordeste do Brasil.

Figura 2.1. Terrenos e granitoides brasileiros do Domínio Zona Transversal da Província Borborema. Adaptado de (Sial e Ferreira, 2015).

Figura 2.2. Coluna estratigráfica do CRG nos extremos NW e SE, A – E: unidades litológicas. Adaptada de (Bittar, 1998).

Figura 2.3. Relações estratigráficas do Grupo Cachoeirinha na sua região tipo. (Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

Figura 2.4. Modelo de evolução estrutural brasileira do Terreno Cachoeirinha-Salgueiro (TCS) e do Subterreno Riacho Gravata (STRG) segundo evento colisional D1 (a) e transcorrente D2 (b). Adaptada de (Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

Figura 3.1. Composição colorida 7-5-1/3 normal (A) e invertida (B). Escala 1:400000. No retângulo área de controle litológico de campo.

Figura 3.2. Composição colorida 5/3-5/1-7. Escala 1: 400.000. No retângulo área de controle litológico de campo.

Figura 3.3. Área do presente trabalho com pontos de controle litológico em cada imagem colorida resultante, 7-5-1/3 normal (A) e invertida (B) 5/3-5/1-7 (C). Escala 1:250.000.

Figura 3.4. Mapa litológico da área compreendida entre São José de Belmonte (PE) e Santana de Mangueira (PB).

Figura 4.1. Curva de variação de $\delta^{13}\text{C}$ no Neoproterozoico, Adaptada de Halverson et al (2010b) e Kah et al (1999).

Figura 4.2. (A) Porção do afloramento Pedreira. (B) Perfil Oiti.

Figura 4.3. Gráficos de evolução diagenética entre os parâmetros Mn/Sr vs Mg/Ca (A), Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ (B) e $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (C), dos mármore de Pedreira (círculos vermelhos) e Oiti (triângulos azuis).

Figura 4.4. Perfil quimioestratigráfico de Pedreira.

Figura 4.5. Perfil quimioestratigráfico de Oiti.

Figura 4.6. (A) Intercalação de mármore e níveis grafitosos as vezes de estrutura estromatolítica, Fazenda Casa de Joaquim. (B) Parte do perfil Barro.

Figura 4.7. (A) Afloramento de metaconglomerado polimíctico na localidade de Jordão. (B) Detalhe do metaconglomerado.

Figura 4.8. Gráficos de evolução diagenética entre os parâmetros Mn/Sr vs Mg/Ca (A), Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ (B) e $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (C) dos mármore de Barro.

Figura 4.9. Perfil quimioestratigráfico Barro.

Figura 4.10. Diagrama de ETRY dos mármore da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha. (A) Perfil Pedreira, (B) Perfil Oiti.

Figura 4.11. $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_n$ vs $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ dos mármore da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha.

Figura 4.12. Fotomosaico de BIF Oiti-Fe.

Figura 4.13. Variação composicional e anomalias de Ce e Y de BIF Oiti-Fe.

Figura 4.14. Diagrama de ETRY de BIF Oiti-Fe da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha.

Figura 4.15. $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_n$ vs $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ de BIF Oiti-Fe da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha.

Figura 4.16. (A) Diagrama de ETRY e (B) $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_n$ vs $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ para mármore do Complexo Riacho Gravatá.

Figura 5.1. Afloramento Baixo Velho (A) Granitoide com conteúdo de enclaves máficos considerados remanescentes de magmas máficos, (B) Granitoide fraturado apresentando forma de blocos abaulados.

Figura 5.2. Diagrama Q-A-P de rochas ígneas plutônicas (Strekeisen 1976) com tendências de variação composicional de Lameyre e Bowden, 1982. (1-Tolítico, 2- Tonalítico ou trondhjemitico cálcio-alcalino, 3-Granodiorítico cálcio-alcalino, 4-Monzonítico ou shoshonítico sub-alcalino, 5-alcalino e peralcalino).

Figura 5.3. Microfotografias. A: cristal de plagioclásio (Pl) com macla polissintética, biotita (Bt) presente como inclusões subédricas, Epidoto (Ep) de alto preocroísmo como núcleo de allanita; Titanita (Tn) euédrica incluída em (Pl). B: Moscovita (Msc) de habito placoso/micáceo sem orientação, alta birrefringência (azul); Cristal (Pl) suassuritizados, levemente sericitizado, (Bt) sem orientação e alta birrefringência; C: hornblenda (hbl) birrefringência cor pardo amarelo subédricos parcialmente substituída por biotita. (Ep) euédricos a subédricos incluídos em (Pl) parcialmente circundados por (Bt). D: (Msc) euédricos a subédricos, placoso, de alta birrefringência; (Pl) apresenta sericita e suassuriti como alteração preferencialmente em bordas. E: cristão subédrico de (Ep) em reação com plagioclásio e em contato euédrico com biotita. F: cristal subédrico de epidoto com núcleo de allanita (all) incluídos em biotita.

Figura 5.4. Classificação para anfibólitos cálcicos segundo Leake (1997). Parâmetros do diagrama ($\text{Ca} \geq 1,50$; $(\text{Na} + \text{K})\text{A} < 0,50$; $\text{CaA} < 0,50$. Bordas: triângulos vermelhos, Centro: pontos azuis.

Figura 5.5. Gráficos aplicados por Vhynal. et al., (1991) para identificar possíveis substâncias acopladas: (S1) edenítica, (S2) titanotschermakítica, (S3) ferro-tschermakítica, (S4) tschermakita. Bordas: triângulos azuis, Centro: pontos vermelhos.

Figura 5.6. Diagrama de discriminação de magmas, a partir de análises de biotitas (Abdel-Rahman, 1994). Bordas: triângulos azuis, núcleos: pontos vermelhos.

Figura 5.7. Diagrama de discriminação de magmas, a partir de análises de biotitas (Abdel-Rahman, 1994). Bordas: triângulos azuis, núcleo: pontos vermelhos.

Figura 5.8. Diagrama de classificação para feldspatos alcalinos (Bordas: triângulos azuis, núcleos: pontos vermelhos). Bordas: triângulos azuis, Centro: pontos vermelhos.

Figura 5.9. Diagrama Fe# vs Al^T em anfibólio mostrando as possíveis pressões de cristalização para os anfibólios dos granitoides do Grupo Cachoeirinha localidade do Carmo, norte São José do Belmonte. Bordas: triângulos azuis, Centro: pontos vermelhos.

Figura 5.10. Classificação litogeoquímica das amostras graníticas de Baixo Velho, Bananeiras e Engenho Velho.

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1. Composições isotópicas e elementais dos carbonatos analisados dos perfis Pedreira (Bel), Oiti e Jordão (Brr).

Tabela 4.2. Concentrações (ppm) de ETRY e anomalias de Ce, Pr, Eu e Y em carbonatos (Bel, Oiti) e amostras ferríferas associadas a metavulcânicas (OitiFe) do Grupo Cachoeirinha, e carbonatos (Brr) do Complexo Riacho Gravatá.

Tabela 4.3. Concentrações de óxidos maiores das amostras de BIF OitiFe da Formação Santana dos Garrotes - Grupo Cachoeirinha.

Tabela 5.1. Composição química de anfibólios e sua formula estrutural calculada segundo Leake (1972, 1997).

Tabela 5.2. Composição química de biotitas e sua formula estrutural calculada segundo Tindle e Webb (1990).

Tabela 5.3. Composição química de biotitas e sua formula estrutural calculada segundo Tindle e Webb (1990).

Tabela 5.4. Composição química de feldspato alcalino e sua formula estrutural calculada segundo Putirka (2008). C: centro, B: borda.

Tabela 5.5. Composição química de epidoto e sua formula estrutural calculada segundo Brasilinho et al (2011). C: centro, B: borda.

Tabela 5.6. Pressões e temperaturas de cristalização dos granitoides ao norte de Carmo, calculados a partir do geotermobarometro Al em hornblenda de Blundy e Holland (1990).

Tabela 5.7. Composição química de óxidos maiores (% peso) e normativa das amostras graníticas de Baixio Velho, Bananeira e Engenho Velho.

ÍNDICE

1	INTRODUÇÃO.....	14
1.1	OBJETIVOS.....	15
1.1.1	OBJETIVO GERAL.....	15
1.1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	15
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	15
1.3	MATERIAL E MÉTODOS.....	17
2	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	19
2.1	DOMÍNIO ZONA TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	19
2.1.1	COMPLEXO RIACHO GRAVATÁ.....	21
2.1.2	GRUPO CACHOEIRINHA.....	21
2.1.2.1	FORMAÇÃO SANTANA DOS GARROTES.....	24
2.1.2.2	FORMAÇÃO SERRA OLHO D'ÁGUA.....	26
2.1.3	GRANITOIDES BRASILIANOS.....	26
3	SENSORIAMENTO REMOTO.....	28
3.1	TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DE IMAGEM LANSAT 7 ETM+.....	29
3.2	IMAGENS DE COMPOSIÇÃO COLORIDA.....	31
3.3	MAPEAMENTO GEOLÓGICO REMOTO.....	33
4	QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, O) E ELEMENTOS TERRAS RARAS EM CARBONATOS E BIF NEOPROTEROZOICOS.....	36
4.1	ISÓTOPOS ESTAVEIS (C, O) E ELEMENTOS MAIORES.....	38
4.1.1	PERFIS PEDREIRA E OITI: GRUPO CACHOEIRINHA.....	39
4.1.2	PERFIL BARRO: COMPLEXO RIACHO GRAVATÁ.....	42
4.2	ELEMENTOS TERRAS RARAS.....	44
4.2.1	ETR EM MÁRMORES DA FORMAÇÃO SANTANA DOS GARROTES - GRUPO CACHOEIRINHA.....	47

4.2.2	ETR EM BIF OITIFE DA FORMAÇÃO SANTANA DOS GARROTES - GRUPO CACHOEIRINHA.....	51
4.2.3	ETR EM MÁRMORES DO COMPLEXO RIACHO GRAVATÁ.....	53
5	GEOTERMOBAROMETRIA DE GRANITOIDES BRASILIANOS.....	56
5.1	ASPECTOS MACROSCÓPICOS E PETROGRÁFICOS DOS GRANITOIDES AO NORTE DE CARMO.....	57
5.2	QUÍMICA MINERAL.....	60
5.2.1	ANFIBÓLIO.....	60
5.2.2	BIOTITA.....	65
5.2.3	FELDSPATO ALCALINO.....	69
5.2.4	EPIDOTO.....	70
5.3	GEOTERMOBAROMETRIA.....	71
5.4	LITOGEOQUÍMICA.....	73
6	DISCUSSÕES.....	77
6.1	CONTEXTO GEOLÓGICO E CRONOLÓGICO.....	77
6.2	ALTERAÇÃO PÓS-DEPOSICIONAL E CONFIABILIDADE DAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE C.....	78
6.3	CORRELAÇÃO QUIMIOESTRATIGRÁFICA DE ISÓTOPOS DE C, ETR E DETERMINAÇÃO DE CONDIÇÕES AMBIENTAIS.....	78
6.4	PETROLOGIA DE GRANITOIDES.....	81
7	CONCLUSÕES.....	82
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	83

1 INTRODUÇÃO

A Era Neoproterozoico (1000 – 542 Ma) compreende um período importante da história da Terra, comparável em duração com o Eon Fanerozoico. Entre os mais notáveis eventos no Neoproterozoico estão a amalgamação final e posterior quebra do supercontinente Rodinia, a posterior fusão de seus fragmentos cratônicos e configuração do continente Gondwana através de uma rede de eventos orogênicos; as mais severas glaciações, assim como grandes flutuações na composição isotópica da água marinha na história da Terra; o aparecimento dos animais e organismos esqueletizados, e a mais antiga evidência de predação e colonização do nicho infaunal (Gaucher et al., 2010, referências nele contidas).

O Nordeste do Brasil constitui parte da denominada Província Borborema (Almeida et al., 1977), ampla região de dobramentos que registra a articulação do continente Gondwana (Brito Neves et al., 1995, 2000). De acordo com Ferreira et al. (1998a), as zonas de cisalhamento (ZC) E-W de Patos e Pernambuco dividem a Província Borborema nos domínios Norte, Zona Transversal (DZT) e Sul. O DZT registra a justaposição de terrenos através de dois ciclos orogênicos, um mais antigo, de idade Greenville, chamado de Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga, Esteniano-Toniano), e outro mais jovem, de idade Panafricana-Brasileira (0,75-0,54 Ga, Criogeniano-Ediacarano) (Santos e Medeiros, 1999). Os terrenos Rio Capibaribe (TRC), Alto Moxotó (TAM), Alto Pajéu (TAP) e Cachoeirinha-Salgueiro (TCS) alongados e limitados por falhas com direção NE compõem o DZT (Brito Neves et al., 1995, 2000, 2014; Ferreira et al., 2004, 1998a; Santos, 1996; Santos e Medeiros, 1999, Sial e Ferreira, 2015, Van Schmus et al., 2011).

No TCS, a Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha representa uma sequência metavulcanossedimentar turbidítica com intercalações de metavulcânicas, mármores e formações de ferro bandado, depositada numa bacia de retroarco e águas profundas durante o Criogeniano – Ediacarano (Medeiros e Jardim de Sá, 2009). Abundantes granitoides cálcio-alcalinos e cálcio-alcalinos de alto K com epidoto magmático que intruem rochas metassedimentares do TCS datados entre 650 e 620 Ma formados numa configuração tectônica de arco magmático (Sial e Ferreira 2015 e referências nele contidas).

O presente trabalho objetivou melhorar o conhecimento geoquímico de rochas carbonáticas, ferríferas e graníticas do TCS que afloram ao NE do povoado de Carmo, São José do Belmonte, Pernambuco. A partir do comportamento geoquímico destas, dados cronoestratigráficos e de condições ambientais e tectônicas de formação foram interpretados.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo geral

Melhorar o conhecimento geoquímico e geocronológico de lentes carbonáticas, BIF e granitoides neoproterozoicos do Terreno Cachoeirinha-Salgueiro que afloram a NE do povoado de Carmo, São José do Belmonte (PE).

1.1.2 Objetivos específicos

- Aplicar sensoriamento remoto de imagens Landsat 7 ETM+ na área de estudo, a fim de reconhecer características e delimitar feições litológico-estruturais.
- Classificar e analisar petrograficamente e quimicamente (em rocha total e mineral) amostras graníticas, determinar a classificação destas, sua geotermobarometria, ambiente e origem.
- Fazer perfis estratigráficos e coletar amostras em lentes carbonáticas para determinar variações químicas e isotópicas de carbono e oxigênio através dos estratos, com a finalidade de correlacionar quimioestratigraficamente as assinturas no contexto do Neoproterozoico global e verificar as condições de oxidação do ambiente de deposição.
- Levantar perfis estratigráficos e coletar amostras de formações ferríferas bandadas BIF e a partir da química de ETR em rocha total, e determinar sua possível origem.
- Coletar amostras graníticas e analisá-las quimicamente em rocha total e fases minerais a fim de determinar condições de cristalização e configuração tectônica.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se a nordeste do município de São José do Belmonte, Pernambuco, entre as coordenadas 7°38'0'' S- 7°46'0'' S e 38°31'0'' W – 38°45'0'' W (Figura 1.1), cobrindo jurisdição dos estados de Pernambuco e Paraíba; com uma altitude entre 500 e 800 metros, de clima árido com vegetação arbustiva de Caatinga. São José do Belmonte está situada na Bacia Hidrográfica do Riacho São Cristovão.

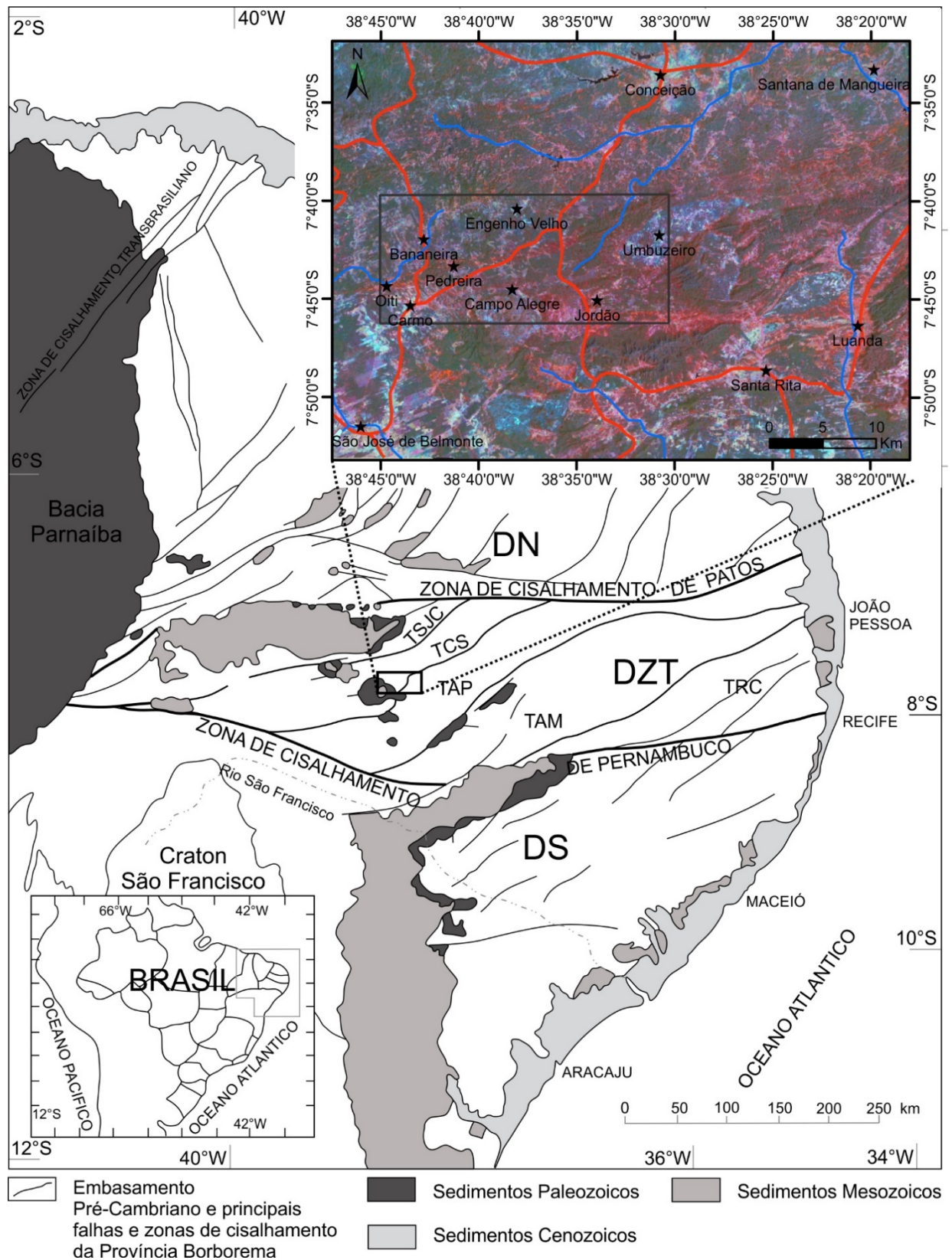


Figura 1.1. Localização e imagem Landsat 7 ETM+ mostrando a área de estudo na Província Borborema, Nordeste do Brasil. Estrelas: localidades referentes aos pontos de amostragem. Linhas vermelhas: principais estradas.

1.3 MATERIAL E MÉTODOS

O presente trabalho foi realizado em três etapas: preliminar, aquisição de dados e tratamento e sistematização dos dados.

A etapa preliminar constituiu o levantamento bibliográfico, a análise de dados de sensoriamento remoto de imagem Landsat 7 ETM+ e reconhecimento geológico e fisiográfico do Terreno Cachoeirinha-Salgueiro nas proximidades do povoado de Carmo e São José de Belmonte (PE). A recompilação de dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos da literatura, e a interpretação da imagem de satélite foram sumarizadas como base para o desenvolvimento das etapas posteriores.

A etapa de aquisição de dados corresponde ao trabalho de campo e a procedimentos laboratoriais. Perfis estratigráficos foram levantados e amostras coletadas em afloramentos de mármore e formações ferríferas do Grupo Cachoeirinha, objetivando conhecer seu comportamento geoquímico tanto elemental como isotópico. Alguns granitoides intrudidos nesta unidade foram amostrados, a petrografia, composição química em rocha total e química mineral foi analisada com a finalidade de prover informação sobre as condições de cristalização. Diferentes métodos analíticos foram aplicados nos litotipos coletados:

- Seções delgadas de amostras graníticas foram realizados no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). A petrografia foi analisada e fotografada no Laboratório de microscopia óptica da UFPE. Cristais selecionados petrograficamente, foram efetuadas análises químicas in-situ por microsonda eletrônica no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O equipamento utilizado foi uma JEOL JXA-8230 equipada com espectrômetro de dispersão de comprimento de onda (WDS). As condições analíticas foram as seguintes: corrente de 10 μ A; tensão de aceleração de 15Kv; tempo de análises de 5 seg. por par de elementos. Os resultados são expressos em % peso para elementos maiores.
- Análises químicas de elementos maiores e alguns menores de amostras pulverizadas de carbonatos e granitoides foram feitas no laboratório de Fluorescência de Raios-X do Núcleo de Estudos Geoquímicos e Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE - UFPE). Cada porção de amostra foi secada em estufa a 100°C. Uma porção de amostra seca foi levada a uma mufla a 1000°C por 2 horas para determinação da perda ao fogo. A outra porção de amostra seca foi fundida usando tetraborato de lítio como fundente. As análises químicas das pérolas fundidas foram realizadas usando um espectrômetro de fluorescência de raios-X Rigaku modelo RIX 3000. Os resultados são expressos em % peso para elementos maiores, e ppm para elementos traços.
- Análises isotópicas de C e O foram realizadas em carbonatos no NEG-LABISE. Para extração do gás CO₂ foram utilizados 20mg de pó de cada amostra. O pó de amostra foi

atacada com ácido ortofosfórico a 25°C para liberar CO₂. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram medidos em CO₂ em um espectrômetro de massa SIRA II, triplo coletor. Os dados isotópicos de carbono e oxigênio foram calibrados com padrões internacionais e os resultados apresentados em V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

- Elementos traços, incluindo terras raras, em amostras de carbonatos e BIF foram determinados por solução ICP-MS com um espectrômetro Perkin Elmer ELAN 6100 DRC no Serviço Geológico de Dinamarca e Groenlândia (GEUS) pelo Dr. Robert Frei, usando padrões internacionais para calibração. Para estas análises quantidades adequadas de amostra pulverizada foi dissolvida numa mistura de HF concentrado em água régia concentrada, e secados sobre placa quente a 130°C durante dois dias. Os resultados são expressos em % peso para elementos maiores, e ppm para elementos traços.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo da presente dissertação ao norte do povoado de Carmo, São José de Belmonte (PE) no Nordeste do Brasil, enquadra-se regionalmente na província estrutural Borborema, a qual registra a articulação do continente Gondwana (Brito Neves et al. 1995, 2000).

2.1 DOMÍNIO ZONA TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (PB), Nordeste do Brasil, compreende uma área de 380.000 Km² limitada pelas províncias estruturais de São Francisco e Parnaíba assim como por bacias marginais (Figura 1.1) (Almeida et al., 1981). Uma complexa rede de cinturões proterozoicos supracrustais que rodeiam rochas de idade arqueana a paleoproterozóica (Ferreira et al., 1998b), junto com volumoso magmatismo granítico são as características mais proeminentes da PB (Caby et al., 1991). Esta é subdividida em blocos tectônicos por zonas de cisalhamento ramificadas e anastomosadas de tendência EW-NE, as quais formam um sistema mecânico coerente por mais de 200.000 Km², um dos mais longos sistemas litosféricos transcorrentes no mundo (Vauchez et al., 1995). Com contrapartes documentadas na África, especialmente os cinturões móveis de Togo-Gana-Benin, Nigéria e Camarões (Caby, 1989; Bertre e Jardim de Sá, 1990), a história tectônica da PB apresenta importantes evidências da conformação de Gondwana ocidental (Brito Neves et al., 2000).

De acordo com Ferreira et al. (1998a) as zonas de cisalhamento (ZC) E-W de Patos e Pernambuco dividem a Província Borborema em três domínios principais: ao norte da ZC de Patos o Domínio Norte, entre a ZC de Patos e a ZC de Pernambuco o Domínio Zona Transversal (DZT) e ao sul destes o Domínio Sul. Estes domínios são interpretados como a colagem de domínios litotectônicos menores (Brito Neves et al., 2000). O DZT registra a justaposição de terrenos através de dois ciclos orogênicos, um mais antigo, de idade Greenville, chamado de Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga, Esteniano-Toniano), e outro mais jovem, de idade Panafricana-Brasílica (0,75-0,54 Ga, Criogeniano-Ediacarano) (Santos e Medeiros, 1999). Cinco terrenos e um subterreno alongados e limitados por falhas com direção NE foram identificados, baseados em parâmetros geoquímicos, estruturas principais, contrastes estratigráficos, geocronologia e anomalias geofísicas (Brito Neves et al. 1995, 2000, 2014; Ferreira et al. 2004, 1998a; Santos 1996; Santos e Medeiros 1999; Sial e Ferreira 2015; Van Schmus et al. 2001).

De leste a oeste, estes terrenos são referidos como: Rio Capibaribe (TRC), Alto Moxotó (TAM), Alto Pajeú (TAP), Riacho Gravatá (STRG) e Cachoerinha-Salgueiro (TCS, Piancó-Alto Brígida) (Figura 2.1). O Terreno São José Caiano (TSJC, também conhecido como Granjeiro), identificado ao noroeste do DZT, está coberto em grande parte pelos sedimentos mesozoicos da Bacia do Araripe e não é bem conhecido, mas considera-se parte integrante do DZT (Brito Neves et al., 2000; Ferreira et al., 2004). Os gnaisses migmatizados de idade paleoproterozoica localizados ao noroeste da ZC Boqueirão dos Cochós e referidos como “Ortognaisses de Piancó” e “Paragnaisses Bom Jesus” por (Medeiros, 2004), constituem os litotipos do TSJC.

O Terreno Cachoerinha-Salgueiro (TCS) corresponde a um cinturão de dobramentos neoproterozoico (Ferreira et al., 2004), é constituído predominantemente por metaturbiditos e mais raramente metavulcânicas, mármore e formações ferríferas de fácies xisto verde baixo a intermediário atribuídos ao Grupo Cachoerinha (formações Santana dos Garrotes e Serra Olho D'Água) depositado numa bacia contraccional nos períodos Criogeniano-Ediacarano (Santos e Medeiros, 1999). Este terreno é conhecido também como Piancó-Alto Brígida (Brito Neves et al., 1995; Santos e Medeiros, 1999), seu limite ESE com o Terreno Alto Pajeú é representado pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo que apresenta anomalias aeromagnéticas atingindo 6 – 16 km de profundidade (Medeiros et al., 2011).

O Subterreno Riacho Gravatá (STRG), contínuo e paralelo ao longo da parte mais ocidental do Terreno Alto Pajeú, é caracterizado por um conjunto complexo de metassedimentos com intercalações de rochas metavulcânicas de baixo grau e idade toniana associado com alguns corpos plutônicos máficos a ultramáficos (1000–920 Ma) (Santos et al. 2010, Van Schmus et al. 2011); de acordo com Kozuch (2003) este subterreno registra um evento extensional de formação de bacia relacionada a uma zona de arco magmático nas proximidades. O TAP é composto principalmente pelo Complexo São Caetano (CSC) (Santos et al., 1997). Segundo Brasilino et al. (2011) um núcleo de gnaisses e migmatitos paleoproterozoicos é contornado pelo CSC que o constituem rochas metasupracrustais (biotita-muscovita paragnaisses e gnaisses quartzo-feldspáticos com intercalações de mármore e quartzitos) de idade Toniano-Ediacarano, depositadas num ambiente de arco magmático transicional, de oceânico a continental.

De acordo com (Sial e Ferreira, 2015) os terrenos Cachoerinha-Salgueiro, Riacho Gravata e Alto Pajeú são caracterizados por intensa atividade granítica em três intervalos de tempo: a) entre 650 e 620 Ma, posicionamento de magmas cálcio-alcalinos, cálcio-alcalinos de alto potássio e shonshoníticos contendo epidoto magmático; b) abundantes intrusões de magmas cálcio-alcalinos de alto potássio sem epidoto magmático entre 590 e 560 Ma e c) um intervalo final do cambriano (545 – 520 Ma) representado por um conjunto de diques peralcalinos/ultrapotássicos e raros magmas tipo A marca o final do ciclo orogênico Brasileiro na região.

2.1.1 Complexo Riacho Gravatá (CRG) (Esteniano-Toniano)

Situado ao sul da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, um complexo conjunto de metapelitos, metapsamitos e metarritmitos (alguns turbidíticos) de baixo grau, com intercalações de rochas metavulcânicas (máficas, felsicas e intermediárias) formam o Complexo Riacho Gravatá (Santos et al., 2010). As proporções entre componente siliciclástico e vulcânico de complexo varia de um lugar para outro, mas o siliciclástico geralmente domina a sucessão (Bittar, 1998). As Rochas metavulcânicas são bimodais, com unidades félsicas piroclásticas há vulcanoclásticas intermediárias mais abundantes em superfície (Bittar, 1998; Medeiros, 2004).

Bittar (1998) descreve cinco unidades litológicas dispostas de maneira diferente ao longo do CRG de forma geométrica sigmoidal (Figura 2.2). A unidade A, é constituída predominantemente por metavulcânicas básicas, às quais podem estar associadas a metavulcânicas ácidas e intermediárias, metapelitos, metapsamitos, formações ferríferas bandadas (BIF), metacherts e metamargas; a unidade B, constituída por rochas metavulcânicas e/ou metaplutônicas de composição ácida a intermediária; unidade C, constituída por metapsamitos e metavulcânicas ácidas, com metapelitos e metatufos subordinados; unidade D, constituída predominantemente por metapelitos e metapsamitos, muitas vezes em alternâncias rítmicas (metarritmitos), com metagrauvas e metatufos; e a unidade E indivisa pela ausência de litotipos predominantes. O metamorfismo regional é predominantemente de fácies epidoto-anfibolito a anfibolito, sob pressão relativamente elevada (7 a 9 Kbar) com metamorfismo retrogressivo local de fácies xisto verde.

De acordo com Kozuch (2003), o CRG registra um evento extensional de formação de bacia, o qual é relacionado a uma zona próxima de magmatismo de arco. Dados isotópicos U-Pb em zircão de rochas metavulcânicas deste complexo fornecem idades de cristalização entre ca. 995 e ca. 965 Ma (Toniano), coincidindo com o evento de caráter orogênico Cariris Velhos no Nordeste do Brasil (Santos et al. 2010, referências nele contidas).

2.1.2 Grupo Cachoeirinha (Criogeniano-Ediacarano)

O Grupo Cachoeirinha definido por Barbosa (1970) representa uma sequência vulcano-sedimentar caracterizada por baixo grau metamórfico de fácies xisto verde, é constituída predominantemente por metaturbiditos e mais raramente metavulcânicas, mármore e formações ferríferas. Considerando conteúdo litológico e o posicionamento estratigráfico das unidades que o conformam, o Grupo Cachoeirinha foi redefinido e subdividido em duas formações por (Medeiros e Jardim de Sá, 2009) a unidade basal Formação Santana dos Garrotes e concordantemente sobre esta a Formação Serra Olho D'Água (Figura 2.3). Os metassedimentos de fácies anfibolito identificados no

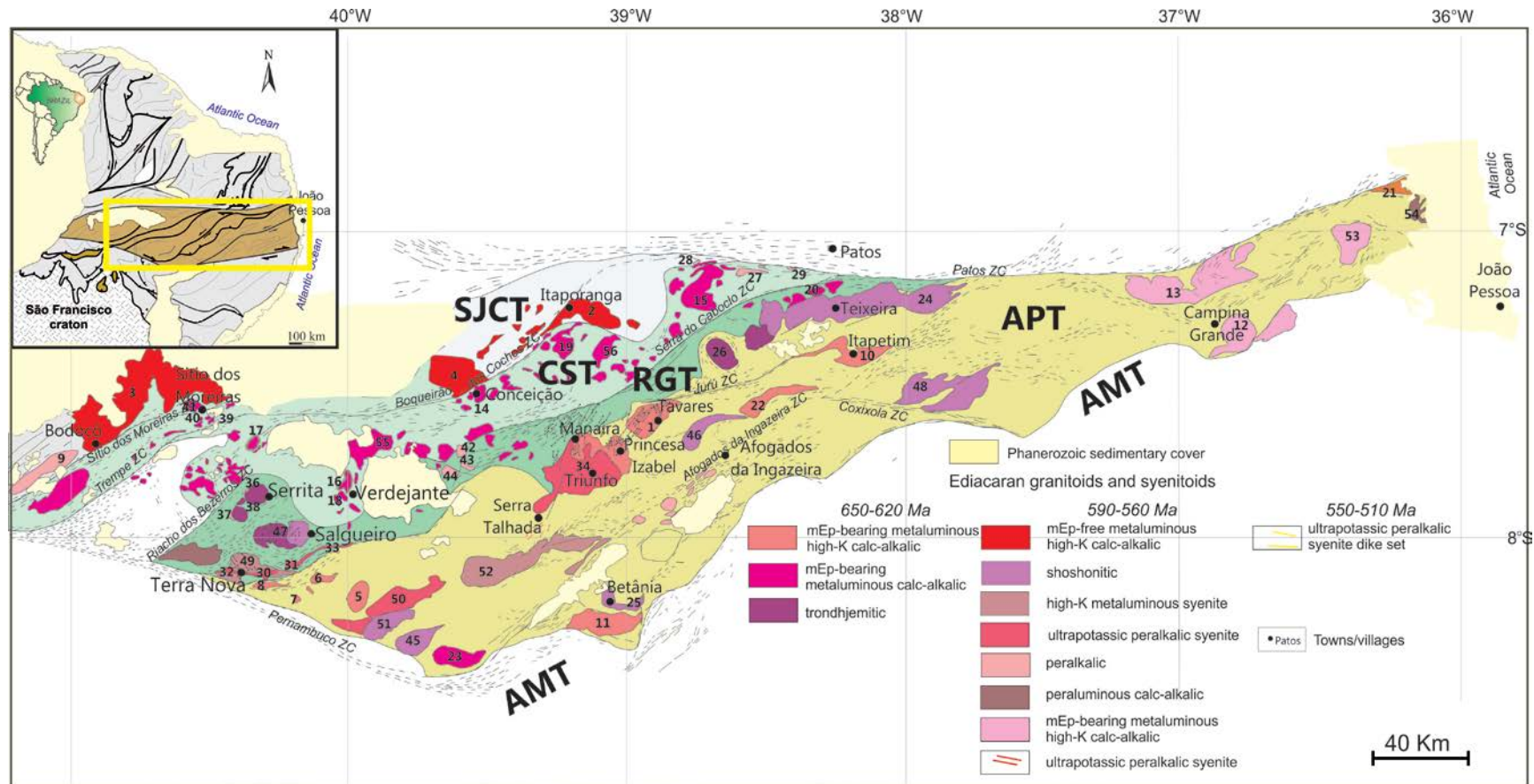


Figura 2.1. Terrenos e granitoides brasileiros do Domínio Zona Transversal da Província Borborema. Adaptado de Sial e Ferreira (2015).

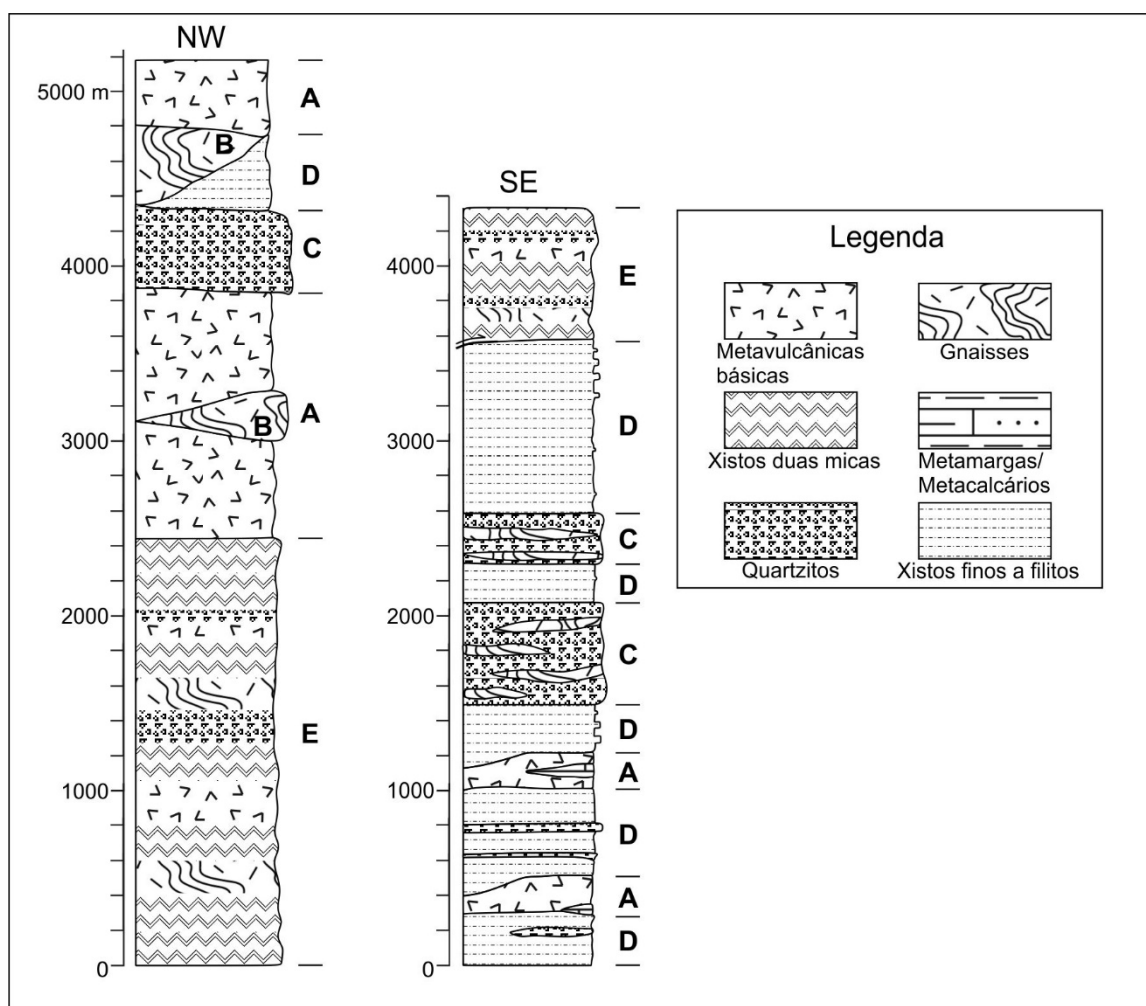


Figura 2.2. Coluna estratigráfica do CRG nos extremos NW e SE, A – E: unidades litológicas. Adaptada de (Bittar, 1998).

SW do TCS (Brito Neves 1975) e denominados por Barbosa (1970) como Grupo Salgueiro, considerados resultado do metamorfismo de contato provocado pela intrusão de granitoides brasileiros foram incluídos no Grupo Cachoeirinha. Os protólitos depositados em sistema turbidíticos (Silva Filho et al., 1985; Campos Neto et al., 1994; Bittar, 1998; Sial et al., 2013), datam de 660 a 620 Ma, dados U-Pb em cristais de zircão (Ferreira e Santos, 2000; Kozuch, 2003; Medeiros, 2004). O ambiente tectônico de deposição tem sido considerado como relacionado à bacia de retroarco associada ao desenvolvimento de arco vulcânico Neoproterozóico (Campos Neto et al. 1994; Kozuch et al. 1997; Bittar, 1998; Ferreira e Santos, 2000).

Duas fases de deformação dúctil de idade brasileira afetaram o Grupo Cachoeirinha e outras unidades mais antigas (e.g. Complexo Riacho Gravatá); a primeira fase (D1) é associada a uma tectônica contracional (dobras recumbentes e empurrões) com vergência para NW e, a segunda fase (D2), a cisalhamentos oblíquos dextrais, de regime transpressional (Figura 2.4) (Medeiros, 2004; Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

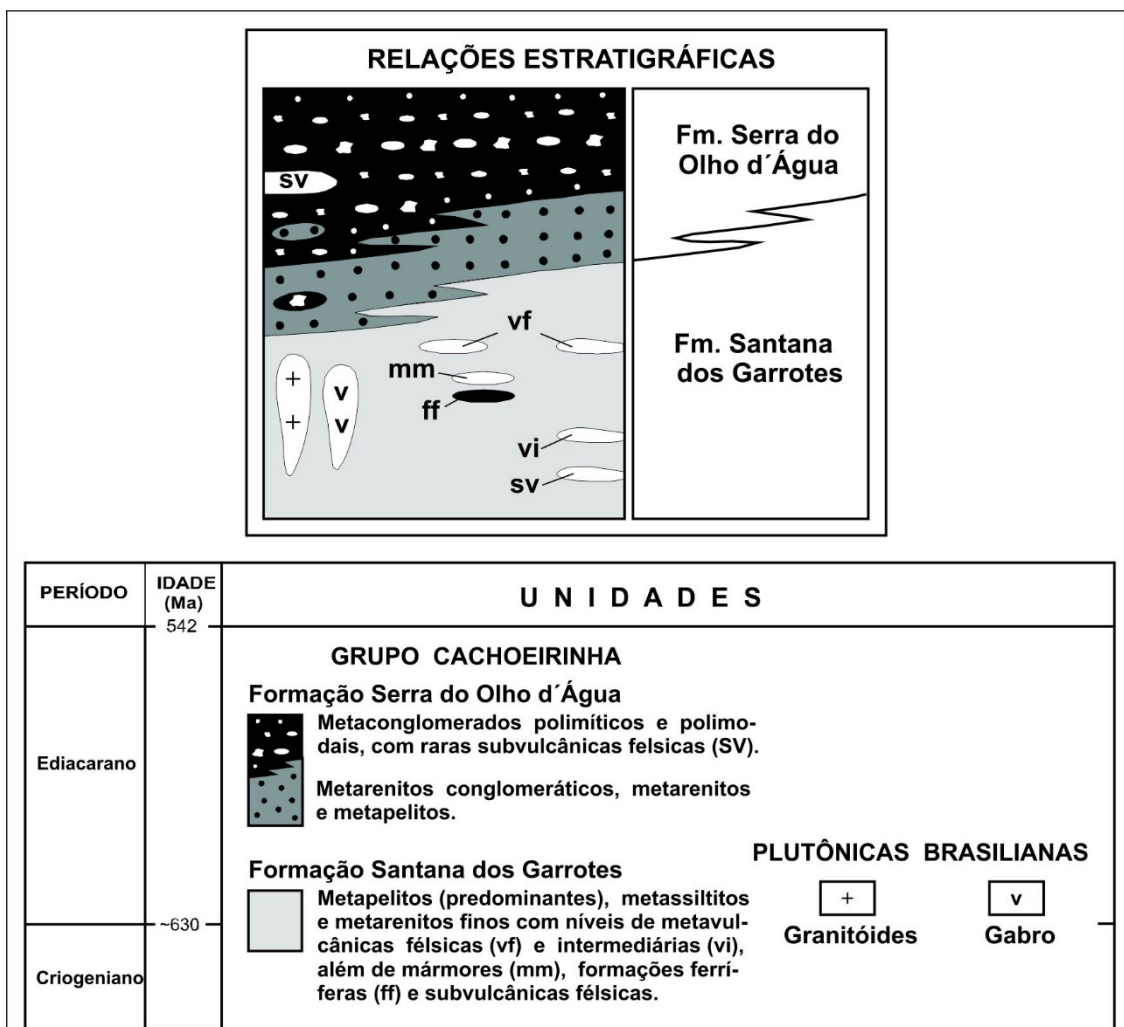


Figura 2.3. Relações estratigráficas do Grupo Cachoeirinha na sua região tipo. (Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

2.1.2.1 Formação Santana Dos Garrotes

De acordo com Medeiros e Jardim de Sá (2009) esta unidade representa a porção basal do Grupo Cachoeirinha e está constituída essencialmente por metapelitos, metassiltitos e metarenitos finos (metaturbiditos) com níveis esporádicos de mármores, formações ferríferas e metaconglomerados monomíctos (seixos de quartzo) intraformacionais; níveis de metavulcânicas felsicas são observadas (essencialmente na porção superior) e menos comum metavulcânicas intermediárias. Os metapelitos, metassiltitos e metarenitos finos são representados por biotita-muscovita xistos (raramente com pequenos cristais de granada) e filitos com sericita e clorita, com alternância de delgados níveis (centimétricos) quartzosos e micáceos. As metavulcânicas felsicas são representadas por metariolitos e metadacitos subalcalinos a calcioalcalinos peraluminosos, constituídos essencialmente por quartzo, feldspato, biotita e, mais raramente, muscovita e clorita, com textura granoblástica fina. Possuem espessuras métricas a decimétricas de derrames e/ou soleiras intercaladas na sequência sedimentar (posicionadas principalmente no topo da formação).

O metamorfismo desta unidade é essencialmente em fácies xisto verde baixo a intermediária; entretanto, em alguns locais, são observadas paragêneses que indicam fácies mais elevada, fato este atribuído a metamorfismo de contato provocado por granitoides brasileiros (Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

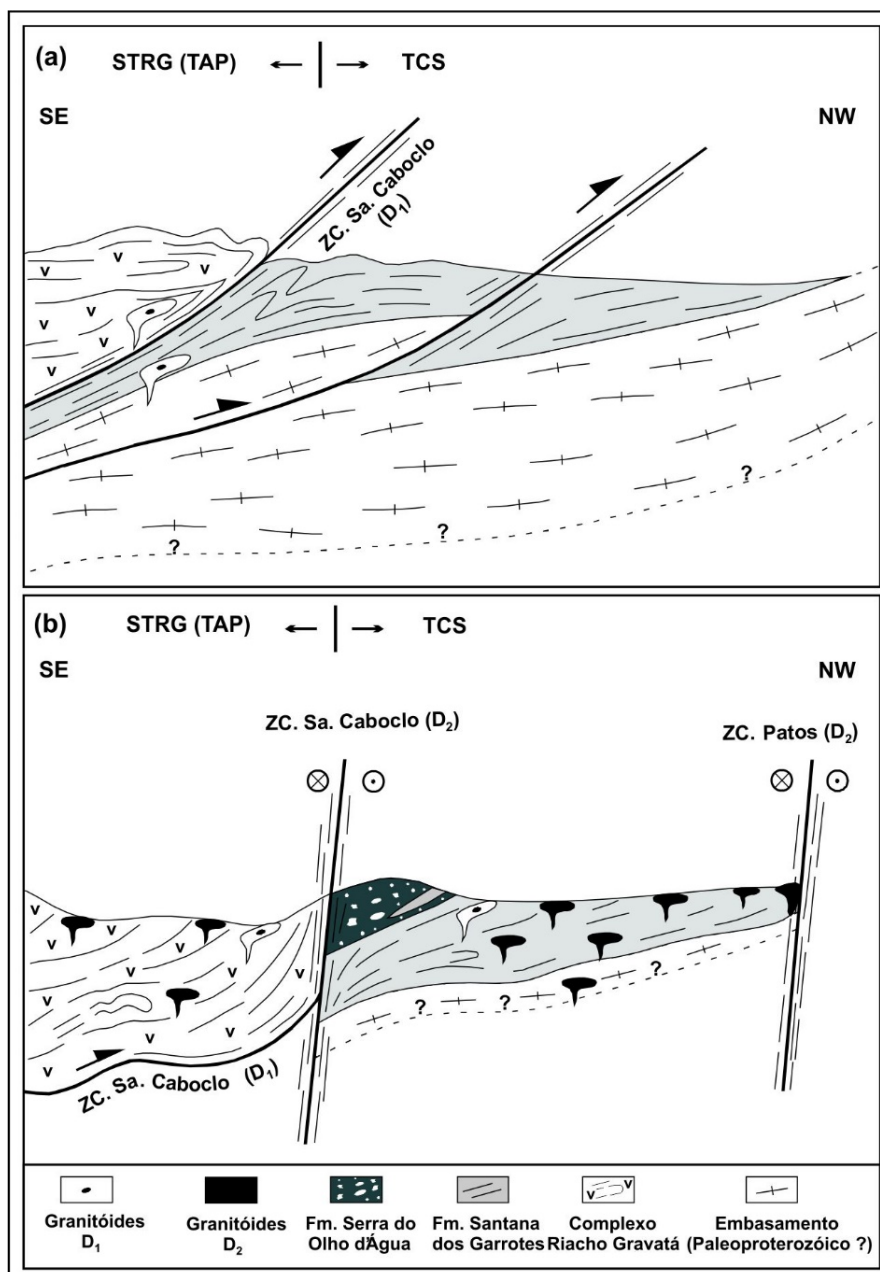


Figura 2.4. Modelo de evolução estrutural brasileira do Terreno Cachoerinha-Salgueiro (TCS) e do Subterrâneo Riacho Gravata (STRG) segundo evento colisional D₁ (a) e transcorrente D₂ (b). Adaptada de (Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

A deposição da Formação Santana dos Garrotes é datada de ca. 660 e 620 Ma, períodos Criogeniano – Ediacarano, idades U-Pb obtidas em zircão das metavulcânicas félsicas (Medeiros, 2004). É inferido para esta formação, um ambiente de águas profundas, com predomínio de fácies

turbidíticas, consistente com uma bacia em contexto contraccional, provavelmente colisional (Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

2.1.2.2 Formação Serra Olho D'Água

Corresponde à porção superior do Grupo Cachoerinha tendo em vista o aspecto gradacional do seu contato inferior com os metassedimentos da Formação Santana dos Garrotes, aflora como uma faixa acompanhado parte do limite sul deste grupo, delimitado pela zona de cisalhamento Serra do Caboclo (Medeiros, 2004; Medeiros e Jardim de Sá, 2009). A Formação Serra Olho D'Água é constituída por metarenitos e metapelitos subordinados, na base, os quais interdigitam-se e gradam para metaconglomerados.

De acordo com Medeiros e Jardim de Sá (2009) as fácies de águas rasas (metarenitos e metaconglomerados, mais grossos em direção ao topo) da Formação Serra do Olho d'Água, e os metapelitos e metaturbiditos sotopostos, de águas mais profundas, são interpretados em termos de um contexto deposicional sintectônico. Empurrões (D_1 , Figura 2.4) teriam iniciado a exumação e justaposição de rochas deformadas previamente e/ou num nível crustal mais profundo (Complexo Riacho Gravata e augen gnaisses Cariris Velhos), ao mesmo tempo em que os litotipos da Formação Santana dos Garrotes seriam progressivamente soterrados e deformados; na interface entre ambos, a Formação Serra do Olho d'Água estaria sendo depositada numa bacia intracontinental de estilo *piggy-back*.

2.1.3 Granitoides Brasileiros

De acordo com Sial e Ferreira (2015), o magmatismo granítico nos Terrenos Cachoerinha-Salgueiro e Alto Pajeú no Domínio Zona Transversal da Província Borborema ocorreu em três intervalos de tempo principais: 650 – 620 Ma, 590 – 560 Ma e 545 – 520 Ma. O magmatismo mais antigo (650 – 620 Ma) é principalmente caracterizado por associações de magma cálcio-alcálico (CA) com epidoto magmático e cálcio-alcálico de alto K (HKCA) com epidoto magmático. Intrusões no intervalo 590 – 560 Ma são amplamente dispersas, mais voluminosas e diversificadas; associações de magma HKCA sem epidoto magmático, peralcalino, ultrapotássico e em menor abundância shonshonítico, representam este intervalo. Plutons cambrianos (540 – 515 Ma), principalmente peralcalinos a ultrapotássicos, formam diques dentro de ambos terrenos.

No TAP, ao longo do seu limite com o TCS de orientação NE-SW, granitoides de associação de magma HKCA são usualmente plutons mais antigos (650 – 620 Ma) com epidoto magmático, enquanto os plutons HKCA posicionados ao longo do limite NW entre os terrenos

Cachoeirinha-Salgueiro e São José do Caiano são plutons mais jovens (590 – 560 Ma) sem epidoto, provavelmente produto da coexistência e mistura de magmas felsicos e máficos (Sial e Ferreira, 2015). Granitoides CA com epidoto magmático, datados entre 650 e 620 Ma como formados numa configuração tectônica de arco magmático, são abundantes no TCS (e.g. Stocks de Conceição, Emas e Olho D'Água, Angico Torto, Minador, Verdejante, Boa Ventura, São José do Bonfim, etc.); no TAP só três corpos intrusivos deste tipo são encontrados (Brito Neves et al., 2003, 2014; Ferreira et al., 2004; Sial et al., 2008; Sial e Ferreira, 2015). As pressões de solidificação do grupo de plutons mais antigo, CA e HKCA com epidoto magmático, estimada a partir de Al em hornblenda, são ao redor de 6 kbar; os plutons HKCA sem epidoto do intervalo 590 – 560 Ma indicam pressão mais superficial de 3 - 4 kbar (Sial e Ferreira, 2015).

3 SENSORIAMENTO REMOTO

Imagens obtidas por sensores remotos como Landsat, Aster, Aviris, EO-1 entre outras são atualmente utilizadas pela comunidade científica na geração de mapas geológicos. O sensoriamento remoto aplicado à geologia tem fundamental importância na identificação de morfoestruturas, limites geológicos e diferenciação litológica; a continuidade das características terrestres observadas a partir desta técnica, evita a incerteza gerada pela extrapolação de dados não observados ou inacessíveis em campo e assim mapear uma região com maior precisão.

Landsat constitui um programa de missões de observação da superfície terrestre administrado pela NASA e o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Conforme o USGS, o Landsat 7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) foi lançado em 1999 e funcionou em ótimas condições até maio de 2003, que um componente do sistema de digitalização ETM+, o SLC (corretor de linha de digitalização) quebrou, deixando espaços em forma de cunha dos dados perdidos em ambos lados das imagens que até a atualidade gera. O sensor ETM+ com uma banda pancromática de resolução espacial de 15m adicionada ampliou as possibilidades de uso dos produtos Landsat, melhorou o conteúdo de informação espectral, a calibração e a resolução espacial da banda termal (Al Ramahie, 2012). As seis bandas espectrais do Landsat 7 ETM+ podem ser combinadas em várias possibilidades de composições coloridas e opções de processamento. Cada banda espectral compõe-se de uma porção do espectro eletromagnético refletida na superfície terrestre e registrada em diferentes comprimentos de onda, entre 0.4 e ≈ 3.0 micrometros (μm) de forma visível (V), correspondente as bandas do infravermelho próximo (VNIR) e do infravermelho de onda curta (SWIR) (Rajendran, S. Nasir, 2014).

Os dados de sensoriamento remoto tem sido processados satisfatoriamente para analisar padrões litológicos regionais (Amer et al., 2009; Thurmond et al., 2006), identificar zonas de alteração hidrotermal e prospecção mineral (Ghulam et al., 2010; Sabins 1999) e mapear estruturas geológicas e geomorfológicas (Alvarenga et al., 2008; Al-Schmairi, 2012; Leech et al., 2003; Novak e Soukellis 2000). De acordo com Papp e Cudahy (2002), as janelas atmosféricas mais úteis para o mapeamento da mineralogia da superfície terrestre são VNIR, SWIR e TIR (infravermelho termal) devido a que seus comprimentos de onda são sensíveis a um

grande variedade de diagnóstico de interações radiação eletromagnética-material. Segundo os autores supracitados o intervalo de comprimento de onda VNIR é usado para mapear óxidos e oxí-hidróxidos, o intervalo SWIR para mapear silicatos; enquanto os carbonatos e os sulfatos produzem características espectrais para faixas de comprimento de onda SWIR e TIR.

As técnicas de processamento de imagens Landsat mais utilizadas na extração eficiente de informações geológicas são as composições coloridas simples e de razões de bandas, transformação HSV (matiz, saturação, valor) e manipulação dos seus histogramas, a filtragem direcional de realce e contraste e a análise de componentes principais (CP).

3.1 TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO EM IMAGEM LANSAT 7 ETM+

Uma imagem satélite Landsat 7 ETM+ disponibilizada como cortesia pelo USGS (Serviço Geológico dos Estados Unidos), cobrindo uma área de 45 x 45 km (WRS_Path 216 e WRS_Row 065) e georeferenciada no Sistema de Projeção UTM e datum referência WGS84, foi obtida da plataforma Earth Explorer (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) área selecionada entre os municípios de São José de Belmonte (Pernambuco) e Santana de Mangueira (Paraíba) com o fim de observar as características geológicas.

Como os dados originados e transmitidos pelos sensores remotos ópticos, representados em valores de números digitais (DN) para cada banda, são captados sob influência atmosférica, degradação radiométrica e distorção geométrica (Harris, 2008), a correção digital da imagem foi realizada. O DN como resposta à radiação incidente na superfície terrestre atua de modo diferente para cada alvo, e é determinado principalmente pelas composições físico-químicas dos objetos ou feições da superfície. Segundo Cheer et al. (2009) a habilidade para quantificar as respostas da radiação, e assim gerar dados científicos de alto nível de entendimento, depende da precisão conhecida na calibração espectral de cada sensor, são os dados de calibração destes autores os utilizados na correção radiométrica da imagem obtida. A exatidão de calibração do sensor ETM+ é $\pm 5\%$, variou por não mais de 0.5% por ano (Markham et al., 2005).

Software de processamento de imagens ENVI 5.0, foi utilizado no pré-processamento e processamento da imagem. O pré-processamento incluiu a execução de correções automáticas como a calibração Landsat, correção atmosférica rápida e correção da atmosfera termal com a finalidade de reduzir as degradações radiométricas decorrentes, as interferências atmosféricas e distorção das imagens, que diminuem a precisão das informações (Figueiredo, 2005).

No processamento da imagem foram aplicadas diferentes técnicas para visualizar a informação contida em imagens coloridas compostas por três bandas atribuídas aos canais RGB (vermelho, verde e azul), respectivamente. A combinação de bandas simples (RGB) com bandas relacionadas matematicamente (*Band Ratio*) foram testadas, deixando como resultado várias

imagens coloridas distintivas. O método matemático (*Band Ratio*), que gera realce entre intervalos de comprimento de onda e zonas de alta refletância relacionadas a feições geológicas através da razão entre bandas (*Band-Ratio*) permite diferenciar tipos de rocas muito melhor do que só cada banda é utilizada em imagens de combinações coloridas RGB (Abrams et al., 2003; Abrams, 1984; Jense, 1996; Gani e Abdelsalam, 2006). Neste processo, os valores de número digital dos pixels para cada banda com refletância total alta é dividido pelos valores de número digital dos correspondentes pixels da outra banda com refletância total baixa (Jense, 1996). Assim, a razão entre bandas eleva os valores de números digitais em resposta para materiais geológico específico comparado com seus arredores (Sabins, 1987). Esta técnica também permite melhorar características espectrais e remover sombras e contrastes de iluminação causados pela diferença de graus na pendente (Zeinelabdein e Albiely, 2008). A razão entre as bandas 7 e 5 (7/5) dos sensores Landsat TM é geralmente usada para separar materiais argilosos daqueles não argilosos, assim refletindo a presença ou ausência de bandas de absorção de hidróxidos; os óxidos de Fe são mapeados usando a razão 3/1. (Van der Meer et al., 2012). No presente trabalho foram utilizadas as bandas 1, 3, 5 e 7 relacionadas de maneira diferente em três imagens, cada uma apresenta características de refletância diferentes no sensoriamento de determinado tipo de material. Na banda 1 Landsat TM os minerais com Fe apresentam baixa refletância, enquanto na banda 3 alta refletância; os minerais argilosos têm alta refletância na banda 5 e característica de absorção baixa na banda 7 (Sabins, 1999, 1997). Os carbonatos têm uma absorção dominante na banda 7 Landsat TM, em contraste os folhelhos apresentam refletância incipiente na mesma banda (Peña e Abdelsalam, 2006).

Maiores discriminação composicional encontra-se determinada pelas variações de cores da imagem, o que poderia ser interpretado como variações nos registros geológicos, tendo mais contraste entre unidades litológicas que em imagens com cores convencionais. O método de cálculo do OIF (*Optimum Index Factor*) foi realizado no software ELWIS com a finalidade de determinar uma imagem composta dentro das possibilidades dadas pelo sensor, assim contidas nas imagens. Para tal foi aplicado o método de Jenser (1996), o qual se calcula a partir do determinante da submatriz 3x3 de variância no conjunto de bandas existentes na imagem (Perrotta, 2005). Três bandas /relações entre bandas foram combinadas para produzir imagens coloridas, cada uma sendo atribuída a cada cor primária RGB, respectivamente.

A técnica de realce de contraste, que consiste na transferência radiométrica de cada pixel, tem com o objetivo aumentar o contraste e a discriminação visual entre as feições presentes nas imagens (Zeilhofer, 1997). A função de transferência de contraste aplicada foi a normalização gaussiana, através deste realce foi possível aproximar a distribuição irregular de uma distribuição regular (Perrotta, 2005). Posteriormente, aplicou-se o filtro de passa alta (High Pass Filtering) de matriz 3x3 na imagem, visou melhorar a visualização dos lineamentos geológicos com o

incremento do contraste e detalhamento das feições (Al-Shumaimri, 2012). As bandas combinadas para produzir uma cor primária na imagem, foram transformadas em valores do sistema de cor HSV, visou aumentar o intervalo de cor original (0 até 208) para o intervalo de (0 até 306), onde: R= 240, G= 120 e B= 0. A banda pancromática 8 foi incorporada nas imagens resultantes melhorou a resolução espacial de 30 x 30 m a 15 x 15 m.

3.2 IMAGENS DE COMPOSIÇÃO COLORIDA

Para examinar a utilidade da imagem Landsat ETM+ utilizada no sensoriamento remoto da região compreendida entre os municípios de São Jose de Belmonte (Pernambuco) e Santana de Mangueira (Paraíba), foram selecionadas e manipuladas duas composições coloridas. As figuras 3.1 e 3.2 correspondem às composições 7 - 5 - 1/3 e 5/3 - 5/1 - 7, respectivamente. Uma área de 30 Km² teve controle litológico de campo e os pontos de afloramento são mostrados na figura 3.4.

A composição 7 - 5 - 1/3 é apresentada na sua coloração normal (figura 3.1A) e invertida (figura 3.1B), cada uma destas com dois tonalidades características diferentes, azul verdoso e verde escuro a vermelho, e verde amarelado e roxo azulado, respectivamente. As formas elipsoidais e arredondadas de refletância relativamente moderada a alta nas tonalidades azul verdoso (composição normal, figura 3.1A) e verde amarelado (composição invertida, figura 3.1B) correspondem a corpos graníticos, a maioria de anterioridade mapeados, estudados e identificados como granitoides de afinidade cálcio-alcalina e cálcio-alcalina de alto K. Os granitoides encontram-se emplaçados em três diferentes terrenos limitados por zonas de cisalhamento, que nestas imagens compostas observam-se incipientemente como lineamentos. Os terrenos representados por sequências metassedimentares de variada granulometria e composição, apresentam tonalidades verde escuro a vermelho na imagem de composição normal (figura 3.1A) e roxo azulado na imagem de composição invertida (figura 3.1B). As anomalias isocromáticas de cor vermelho (figura 3.1A e 3.3A) e roxo azulado (figura 3.1B e 3.3B) de alta refletância e com orientação NE-SW poderiam estar associadas a litologias carbonáticas e/ou formações ferríferas reportadas pelo CPRM e visitadas em campo do presente trabalho. Na composição 5/3 - 5/1 - 7 (figura 3.2, figura 3.3C) aspectos estruturais como lineamentos e formas de drenagem são melhor marcados, em geral nesta imagem há maior variação de cores.

Embora, os granitoides não são de fácil reconhecimento como na anterior composição. Tonalidades de azul e amarelo de alta refletância são observadas nas bacias hidrográficas, linhas do cor amarelo correspondem as drenagens e áreas em azul ciano podem-se interpretar como os depósitos aluviais quaternários. A Bacia de São Jose de Belmonte localizada no extremo esquerdo inferior de ambas composições apresenta aspecto liso com figuras retangulares alinhadas.

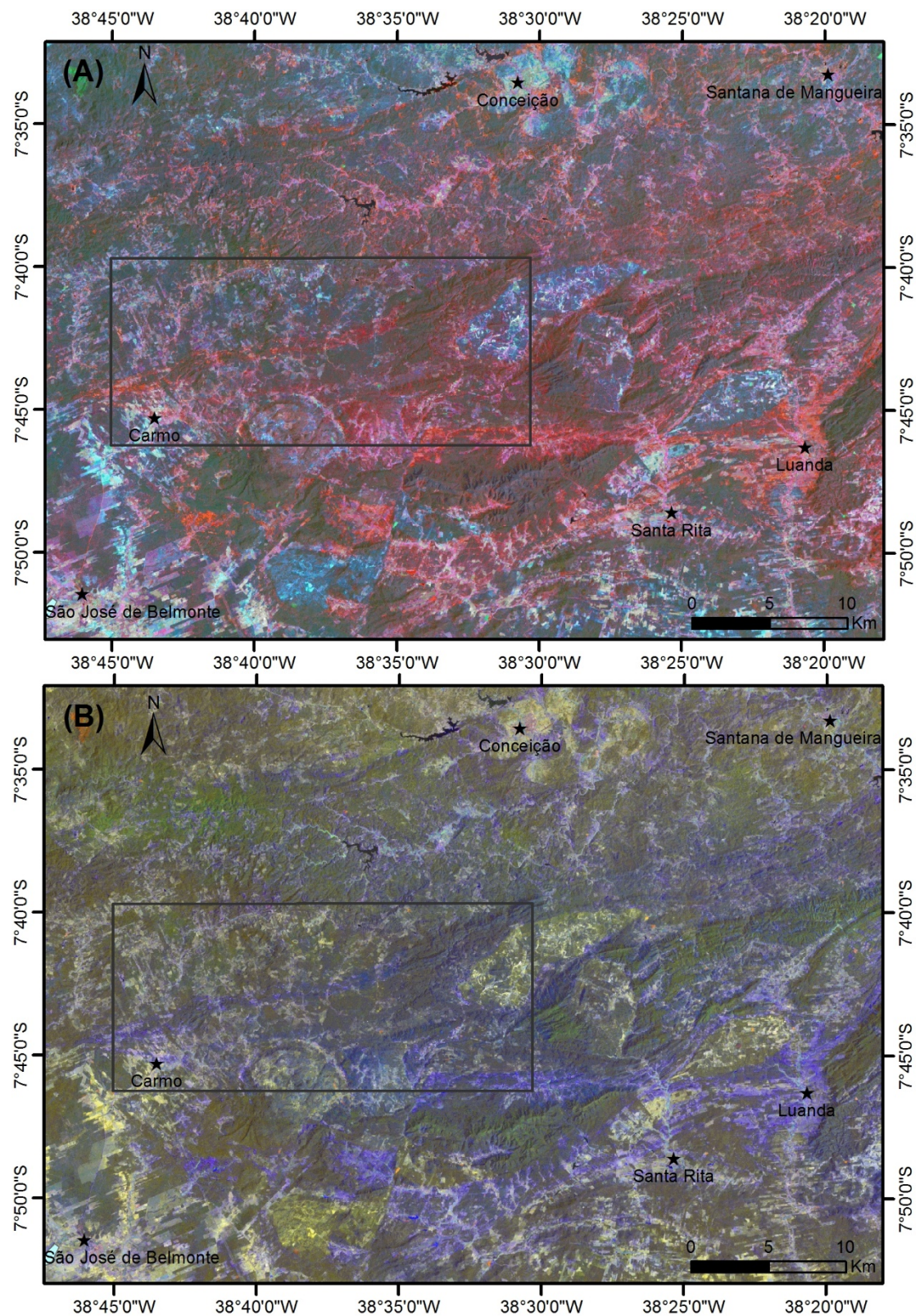


Figura 3.1. Composição colorida 7-5-1/3 normal (A) e invertida (B). Escala 1:400000. No retângulo área de controle litológico de campo.

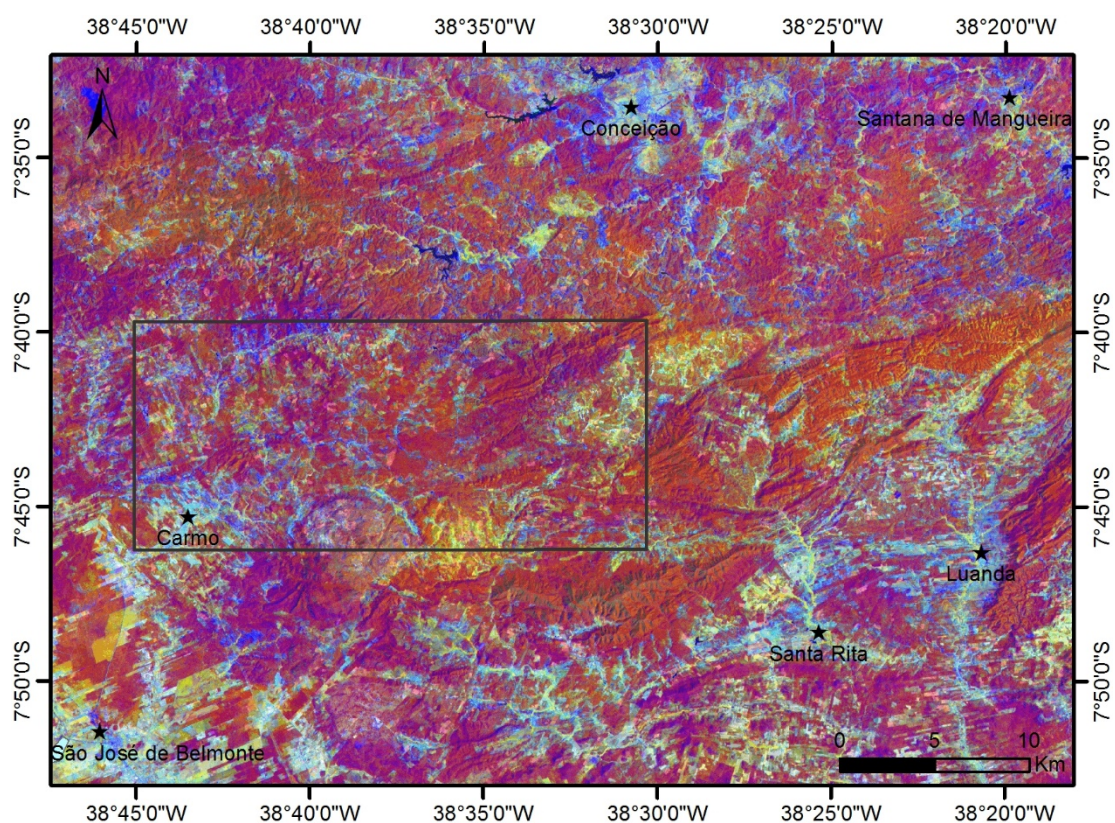


Figura 3.2. Composição colorida 5/3-5/1-7. Escala 1: 400.000. No retângulo área de controle litológico de campo.

3.3 MAPEAMENTO GEOLÓGICO REMOTO

A análise digital da imagem Landsat ETM+ na área compreendida entre os municípios de São José de Belmonte (PE) e Santana de Mangueira (PB) indica que as técnicas de processamento computarizado proveem informação útil sobre características geológicas e formas do terreno no Domínio Zona Transversal da Província Borborema, NE do Brasil. Considerando o controle litológico feito em campo da presente dissertação e o reporte e mapeamento geológico-mineiro do CPRM disponibilizado como arquivo de forma na plataforma GEOBANK (<http://geobank.cprm.gov.br/>), a interpretação da imagem processada resultou na digitalização de contornos geológicos e lineamentos apresentados no mapa da figura 3.4.

Os contornos dos granitoides seguem as delimitações entre cores das imagens compostas e são comparáveis aos apresentados com anterioridade (e.g. Figura 2.1 tomada de Sial e Ferreira 2015, informação e mapa do CPRM). Três anomalias isocromáticas observadas ao norte da localidade de Carmo em cada composição, podem ser interpretadas como outros corpos graníticos dos quais algumas amostras foram analisadas e são apresentadas no capítulo IV, os contornos sugeridos no presente mapa correspondem às linhas ponteadas pretas. As diferentes unidades litoestratigráficas foram digitalizadas a partir dos lineamentos e acorde aos contatos estabelecidos no mapa do CPRM e na literatura. De oeste a leste a área analisada na imagem compreende cinco unidades:

Terreno São José do Caiano (TSJC), formações Santana dos Garrotes e Serra Olho d'Água do Grupo Cachoeirinha (TCS), Complexo Riacho Gravatá (STRG) e Complexo São Caetano (TAP).

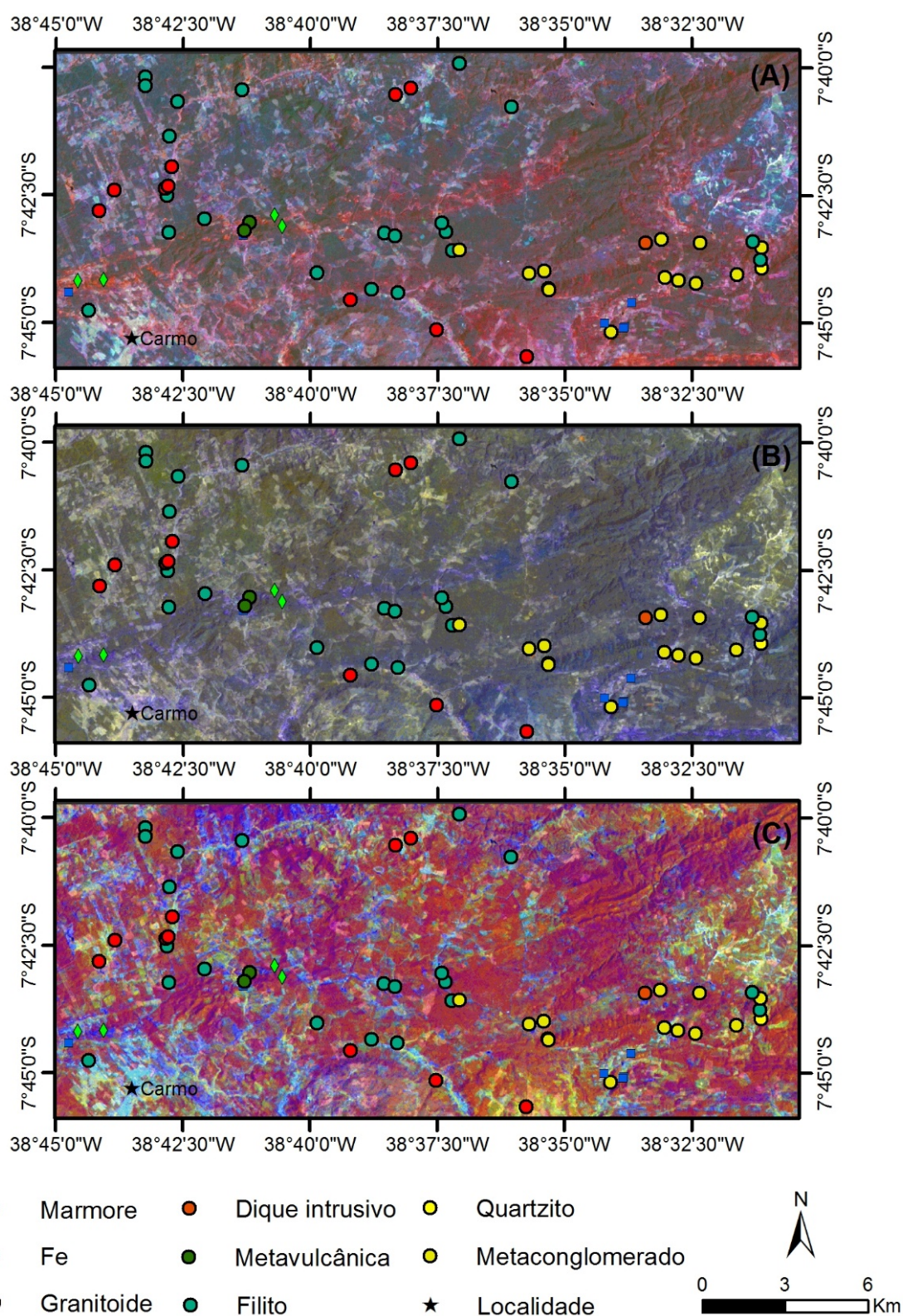


Figura 3.3. Área do presente trabalho com pontos de controle litológico em cada imagem colorida resultante, 7-5-1/3 normal (A) e invertida (B) 5/3-5/1-7 (C). Escala 1:250.000.

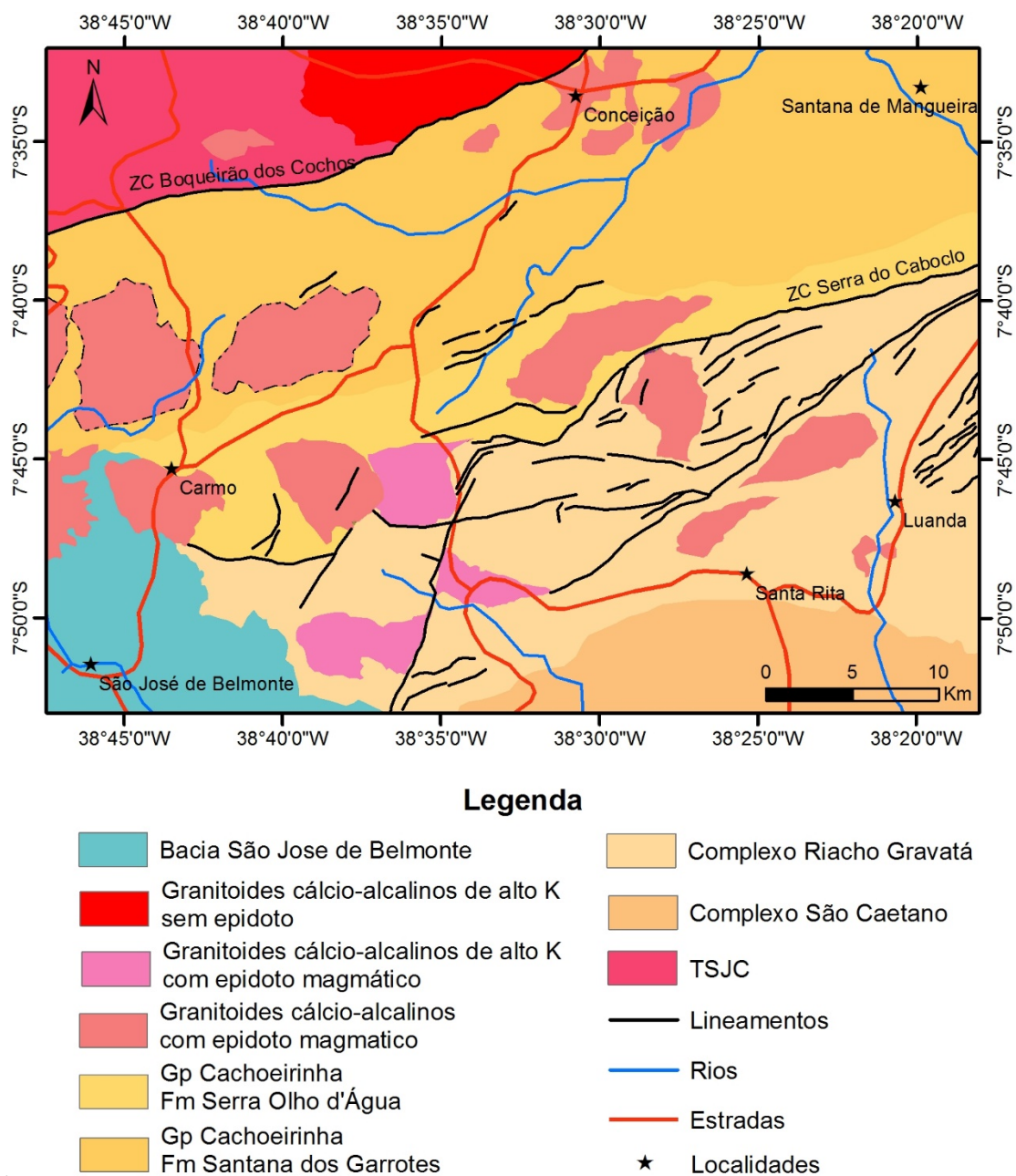


Figura 3.4. Mapa litológico da área compreendida entre São Jose de Belmonte (PE) e Santana de Mangueira (PB).

4 QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, O) E ELEMENTOS TERRAS RARAS EM CARBONATOS E BIF NEOPROTEROZOICOS

A estratigrafia química, ou quimioestratigrafia, refere-se ao estudo das variações na composição química dos sedimentos (Halverson et al., 2010a), ao longo de uma sucessão de estratos. De acordo com Halverson (op cit.) as assinaturas químicas são comumente referidas como indicadores das propriedades da água do mar ou de condições ambientais no momento ou pouco tempo depois da deposição dos sedimentos, ou como indicadores de proveniência. Os métodos aplicados são de propósitos puramente correlativos e datação indireta de sucessões sedimentares, até a determinação da configuração tectônica e avaliação de reconstruções continentais. As correlações regionais e/ou globais estabelecidas, podem ser usadas para comentar sobre mudanças biogeoquímicas e climáticas através do tempo (Sial et al., 2010, 2015).

A quimioestratigrafia tem emergido como uma importante ferramenta provendo uma linha de tempo em compensação à pobre resolução bioestratigráfica do Éon Proterozoico (Veizer et al., 1980; Magaritz et al., 1986; Knoll et al., 1986; Knoll e Walter, 1992; Kaufman et al., 1997; Corsetti e Kaufman, 2003; Halverson et al., 2005, Sial et al., 2010, 2015). A análise de sistemas de isótopos estáveis tais como ^{13}C , ^{18}O , ^{34}S , e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tem sido aplicada em sucessões sedimentares ricas em carbonatos (Halverson et al., 2010a), sendo o parâmetro $\delta^{13}\text{C}$, o mais amplamente utilizado devido a sua maior resiliência contra a alteração pós-deposicional e a uma grande base de dados deste (Sial et al., 2015).

Em todo o mundo sucessões neoproterozoicas tem demonstrado que os carbonatos marinhos de grão fino, incluindo tanto calcários como dolomitos, podem registrar fielmente a composição isotópica da água do mar que estes precipitaram (Kaufman e Knoll 1995, Kah et al 1999). No estudo deste registro, curvas de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 4.1) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (e.g. Kaufman e Knoll 1995, Veizer et al. 1999, Jacobsen e Kaufman 1999, Halverson et al. 2010b, Kah et al., 1999) em combinação com bioestratigrafia e radiocronologia U-Pb tem provido correlação estratigráfica e geocronologia (Gaucher et al., 2015).

A característica dominante do registro de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos Neoproterozoicos são do valor médio +5‰ que permanece constante durante a maior parte da era, mas cai para um valor

médio perto a 0‰ nos períodos Ediacarano e Cambriano (Halverson et al 2010b). Os valores elevados de $\delta^{13}\text{C}$ no Neoproterozoico são amplamente interpretados em termos de soterramento de carbono orgânico fraccionário (Hayes et. 1999) e invocados como evidência de geração líquida de oxigênio que, em última análise levou ao evento de oxigenação do Neoproterozóico (Derry et al, 1992a; Kennedy et al, 2006).

Várias anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$ são a segunda característica proeminente no registro Neoproterozoico-Cambriano de isótopos de carbono (Gaucher et al 2010, Halverson et al 2010a, b). Tais anomalias podem ser explicadas pela queda no soterramento de carbono total como matéria orgânica (Kump e Artur, 1999), e ao menos três destas têm sido associadas a glaciações que as precederam no Criogeniano médio (“Sturtiana”), Criogeniano tardio (Marinoana) e Ediacarano médio (Gaskiers) (Halverson et al 2010b). A anomalia Shuram-Wonoka anterior a glaciação Gaskiers, na qual os valores de $\delta^{13}\text{C}$ caem bem baixo do valor canônico do manto, até $<-12\text{‰}$ e permanecendo em $\sim-6\text{‰}$ por mais de um milhão de anos, parece ser explicada pela adição massiva de carbono inorgânico dissolvido (DIC) derivado de um reservatório de carbono empobrecido em ^{13}C através da liberação de metano de caltratos sedimentares ou por vazamento de metano em um oceano empobrecido em sulfatos, intemperismo continental de matéria orgânica sedimentar ou a oxidação parcial de um grande reservatório de carbono orgânico dissolvido (DOC) nos oceanos (Gaucher et al, 2010, e referencias ai).

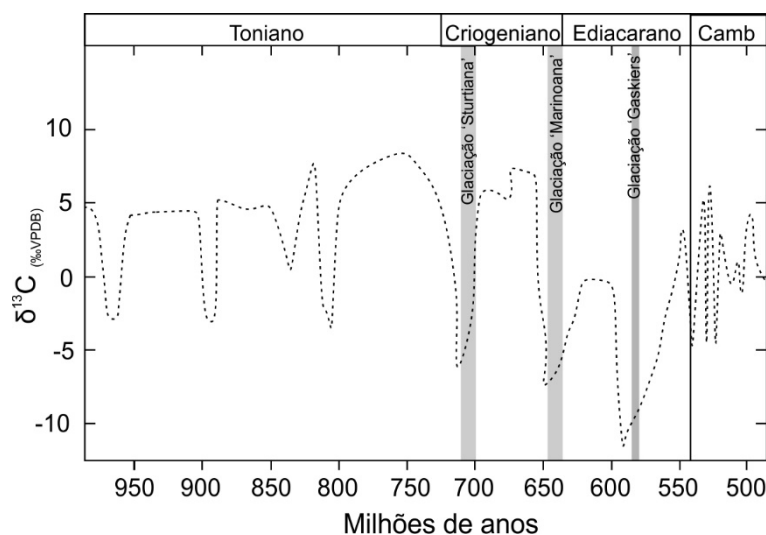


Figura 4.1. Curva de variação de $\delta^{13}\text{C}$ no Neoproterozoico, Adaptada de Halverson et al (2010b) e Kah et al (1999).

A fidelidade dos valores de ^{18}O registrados em sucessões Neoproterozoicas e sua relação com a composição da água de mar na qual se precipitaram é um tema de debate devido a que a composição isotópica de oxigênio em carbonatos é sujeita a modificação através de uma série de

processos pós-deposicionais incluindo diagênese meteórica (Jones et al., 2010). Embora, é bem reconhecido que as composições de isótopos de oxigênio em carbonatos marinhos precambrianos pouco alterados são quase universalmente empobrecidos em ^{18}O com respeito a carbonatos cenozóicos (Veizer et al., 1999), variação que tem sido interpretada como a evolução tanto do ^{18}O da água de mar como do clima (Jaffrés et al., 2007).

Outro tipo de informação geoquímica como concentrações elementais e relações entre estas, são particularmente úteis respeito à evolução biogeoquímica do sistema Terra e as mudanças severas no Neoproterozoico (Halverson et al., 2010a). Elementos terras raras ETR tem sido usados em carbonatos como indicadores de ambiente deposicional (e.g anoxia marinha) e de condições paleoredox em geral, e na elucidação de fontes primárias de Fe em formações ferríferas (Sial et al., 2015b, e referências nele contidas).

4.1 ISÓTOPOS ESTÁVEIS (C, O) E ELEMENTOS MAIORES

Três perfis estratigráficos foram levantados em afloramentos de mármore nas proximidades do povoado de Carmo, São José de Belmonte. Os perfis de dimensões métricas correspondem às localidades de Pedreira (Bel), Oiti e Jordão (Brr) (Figura 1.1). Objetivou interpretar e correlacionar as assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ através dos estratos, vinte duas amostras carbonáticas foram coletadas e analisadas quimicamente, os resultados de maior relevância para tal fim são apresentados na tabela 4.1.

Os mármore aqui analisados podem ser classificados quimicamente com base nos teores de CaO e MgO como mármore calcínicos puros a impuros segundo Pettijohn (1975) e Chilingar (1960). A alteração diagênética pós-deposicional pode ser examinada através das tendências entre diferentes parâmetros geoquímicos que resultam da diferença composicional entre a água marinha e diagênética (Kah et al., 1999). As composições isotópicas primárias dos carbonatos podem ser modificadas por diagênese meteórica e de soterramento, dolomitização e metamorfismo (Pelechaty et al., 1996). Na elucidação do grau de alteração das composições isotópicas, os parâmetros Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ têm sido plotados, as tendências esperadas para a interação fluido-rocha com o incremento da razão água-rocha correspondem as propostas por Jacobsen e Kaufman (1999). Em particular, a razão elemental Mn/Sr é comumente utilizada como indicador diagênético devido a que durante diagênese meteórica este é incorporado nos carbonatos, enquanto o Sr é liberado da sua estrutura (Veizer 1983, Derry et al., 1992). Evidência empírica sugere que a retenção de valores primários de isótopos de C é favorecida pela rápida estabilização de sedimentos carbonáticos durante diagênese marinha inicial, e que os carbonatos com valores Mn/Sr < 10 geralmente retêm composições isotópicas primárias de C (Kaufman e Knoll 1995). O relativo enriquecimento da razão Mn/Sr é provavelmente uma consequência dos

baixos teores de Sr em amostras dolomíticas em relação a amostras calcárias, o tamanho do íon Sr tem preferência pelos sítios de Ca em carbonatos e consequentemente é expelido do cristal durante dolomitização com o incremento de Mg (Kah et al., 1999). Em relação a composição isotópica de oxigênio em carbonatos, esta é sujeita a modificação através da série de processos pós-deposicionais (Jones et al., 2010), e a análise de $\delta^{18}\text{O}$ em amostras de sucessões pré-cambrianas é interpretada também em função das condições diagenéticas (Sial et al., 2015a). É realmente, a covariação ou falta dela entre os diferentes indicadores de alteração e $\delta^{13}\text{C}$, a chave para detectar carbonatos diageneticamente alterados (Sial et al., 2015b).

4.1.1 Perfis Pedreira e Oiti: Grupo Cachoeirinha

Na localidade de Pedreira aflora uma lente de mármore estratificado (N82°E/65°SE) (Figuras 1.1 e 4.2A) de grão fino e cor rosa numa área de $\sim 15 \text{ m}^2$, esporádicos níveis siliciclasticos e grafitosos observam-se seguindo a direção preferencial dos lineamentos locais. Geologicamente, este lente de mármore ocorre na unidade inferior do Grupo Cachoeirinha, formalizada por Medeiros e Jardim de Sá (2009) como Formação Santana dos Garrotes. 1vs $\delta^{13}\text{C}$, além $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 4.3, círculos vermelhos) registram pouca evolução na tendência de alteração diagenética, podendo considerar como valores primários as composições isotópicas de C registradas. A pouca correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ($r^2=0,03$) suporta a interpretação de retenção de valores primários nos mármore de Pedreira. A curva de $\delta^{13}\text{C}$ varia minimamente, com valores entre +4,3 e +5,5‰; enquanto o $\delta^{18}\text{O}$ sua variação é maior com valores entre -15,4 e -9,1‰ (Figura 4.4).

Na localidade de Oiti aflora uma lente de mármore de grão fino a meio de cor cinza claro a branco numa área de $\sim 25 \text{ m}^2$ (Figura 4.2B). Sucessivos níveis siliciclásticos e grafitosos encontram-se interdigitados neste, a orientação da estratificação é N75°E/40°SE seguindo a tendência preferencial dos lineamentos locais. Estruturas de dobramento com pelo menos duas componentes “S₀ e S₁”, são observadas a 15 m de distância do afloramento principal. Estes mármore ocorrem de forma lenticular entre uma sucessiva litologia de metapelitos e quartzitos intercalados. Igual o perfil Pedreira, os mármore do perfil Oiti situam-se no contexto geológico dentro da Formação Santana dos Garrotes, perto do contato superior com a Formação Serra Olho d'Água estabelecido por Medeiros e Jardim de Sá (2009). Dez amostras foram coletadas e analisadas do perfil de aproximadamente nove metros de comprimento. Os teores de CaO e MgO dos mármore Oiti variam amplamente, 27,5 – 54,4% e 0,4 – 2%, respectivamente; os valores mínimos destes óxidos maiores, correspondem à amostra Oiti A com maior conteúdo siliciclástico. As razões Ca/Mg permitem classificar como mármore levemente dolomíticos a dolomíticos os carbonatos do perfil Oiti, com exceção da amostra Oiti 2 com Ca/Mg=129 que

corresponde a um mármore calcítico. A análise entre os diferentes indicadores de alteração pós-deposicional e a moderada correlação existente entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ($r^2=0,5$) (Figura 4.3, triângulos azuis) sugerem que estes carbonatos sofreram algo de alteração diagenética mas suas composições isotópicas podem corresponder a valores perto de ser primários. A curva do $\delta^{13}\text{C}$ mostra maior amplitude de variação no perfil Oiti apresentou valores entre +3,1 e +5,5‰, a variação de $\delta^{18}\text{O}$ é mais restrita com valores entre -13,8 e -11,8‰ (Figura 4.5).

Tabela 4.1. Composições isotópicas e elementais dos carbonatos analisados dos perfis Pedreira (Bel), Oiti e Jordão (Brr).

Amostra	Prof (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB)	CaO (%)	MgO (%)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Ca/ Mg	Mg/ Ca	Mn/ Sr
Pedreira										
Bel 5	4,6	4,3	-11,1	40,7	1,2	416,1	141,6	41,5	0,024	2,9
Bel 4	3,6	5,3	-9,1	44,1	0,5	108,4	140,9	98,7	0,010	0,8
Bel 3	1,3	5,1	-15,4	45,9	0,5	723,8	271,0	110,3	0,009	2,7
Bel 2	0,9	5,5	-13,9	45,7	0,5	205,8	150,3	116,2	0,009	1,4
Bel 1	0,0	4,6	-12,2	49,7	0,6	296,5	201,7	94,4	0,011	1,5
Oiti										
Oiti 5	8,3	4,7	-13,8	40,7	0,9	302,6	182,6	54,6	0,018	1,7
Oiti 4	6,8	5,5	-13,6	39,5	0,6	151,7	157,6	82,7	0,012	1,0
Oiti 3	5,1	4,7	-13,4	45,3	0,6	368,7	179,3	94,5	0,011	2,1
Oiti 2	2,7	3,1	-13,2	50,9	0,5	509,2	183,3	129,0	0,008	2,8
Oiti 1	1,9	3,1	-11,8	54,4	0,7	210,0	155,1	89,4	0,011	1,4
Oiti A	1,5	4,0	-13,0	25,7	0,4	233,3	102,9	82,5	0,012	2,3
Oiti B	1,1	4,4	-13,3	36,6	0,4	567,6	205,5	99,6	0,010	2,8
Oiti C	0,6	4,0	-12,8	50,2	2,0	371,7	208,0	30,1	0,033	1,8
Oiti D	0,3	4,2	-13,6	42,3	0,9	303,7	162,3	56,4	0,018	1,9
Oiti E	0,0	3,8	-13,4	42,5	1,4	411,2	179,8	36,0	0,028	2,3
Barro										
Brr 7	48,0	-1,1	-15,3	48,0	1,1	138,2	1390,6	52,7	0,019	0,1
Brr 6	43,0	-2,2	-15,8	32,3	1,2	232,0	1080,6	30,7	0,033	0,2
Brr 5	39,8	-1,8	-15,3	40,2	1,0	110,0	1525,9	48,0	0,021	0,1
Brr 4	38,1	-0,7	-15,2	51,1	0,7	136,8	1619,4	87,2	0,011	0,1
Brr 3	31,5	-1,2	-15,0	50,1	1,3	330,4	820,3	46,9	0,021	0,4
Brr 2	25,0	-2,1	-15,1	41,4	2,1	306,0	745,6	23,5	0,042	0,4
Brr 1	0,0	-2,8	-15,0	27,3	1,2	846,3	1248,1	27,9	0,036	0,7

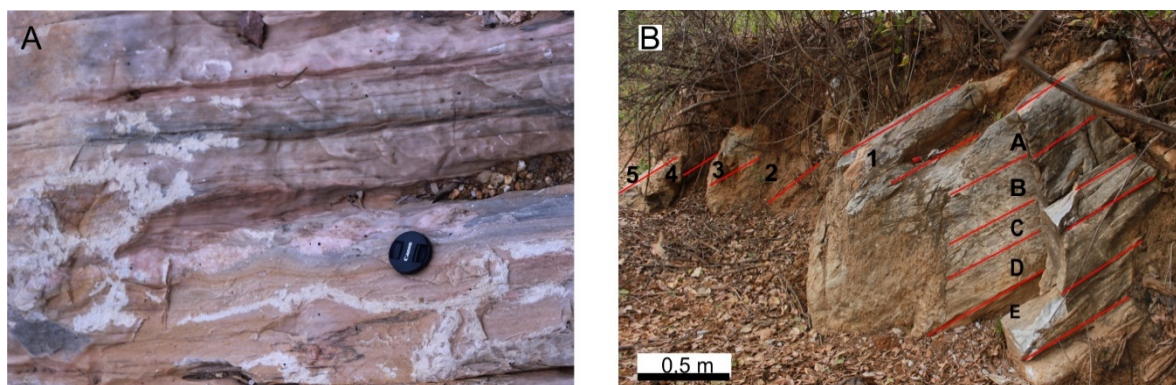


Figura 4.2. (A) Porção do afloramento Pedreira. (B) Perfil Oiti.

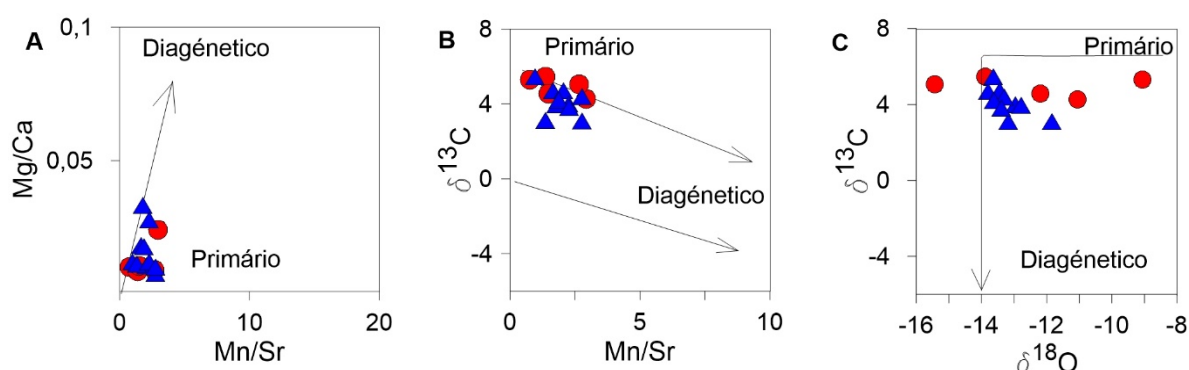


Figura 4.3. Gráficos de evolução diagenética entre os parâmetros Mn/Sr vs Mg/Ca (A), Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ (B) e $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (C) dos mármore de Pedreira (círculos vermelhos) e Oiti (triângulos azuis).

Os perfis quimioestratigráficos de Pedreira e Oiti na Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha, com uma distância de ~6,5 km entre eles e valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ de +4,9‰ e +4,1‰, respectivamente, apresentam semelhança com as curvas de variação de Jacobsen e Kaufman (1999) e Halverson et al. (2010b) para o Criogeniano médio a tardio. Dados U-Pb em zircão de rochas metavulcânicas interestratificadas nos metassedimentos da Formação Santana dos Garrotes, têm datado a deposição desta como Criogeniano – Ediacarano (ca. 660 – 620 Ma) (Kozuch 2003, Medeiros 2004). Em concordância com os dados isotópicos obtidos, variações de $\delta^{13}\text{C}$ mundialmente reconhecidas e idades reportadas regionalmente, os lentes de mármore dos perfis Pedreira e Oiti foram provavelmente depositados no Criogeniano médio a tardio, antecedendo a anomalia negativa ($\delta^{13}\text{C} \sim -5\text{‰}$) associada à glaciação “Marinoana” do final do Criogeniano.

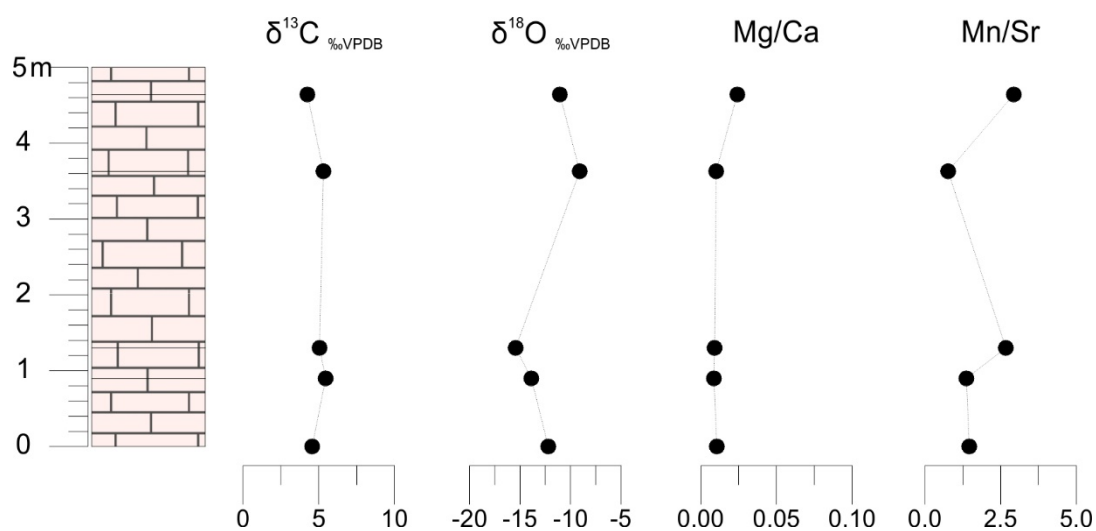


Figura 4.4. Perfil quimioestratigráfico de Pedreira.

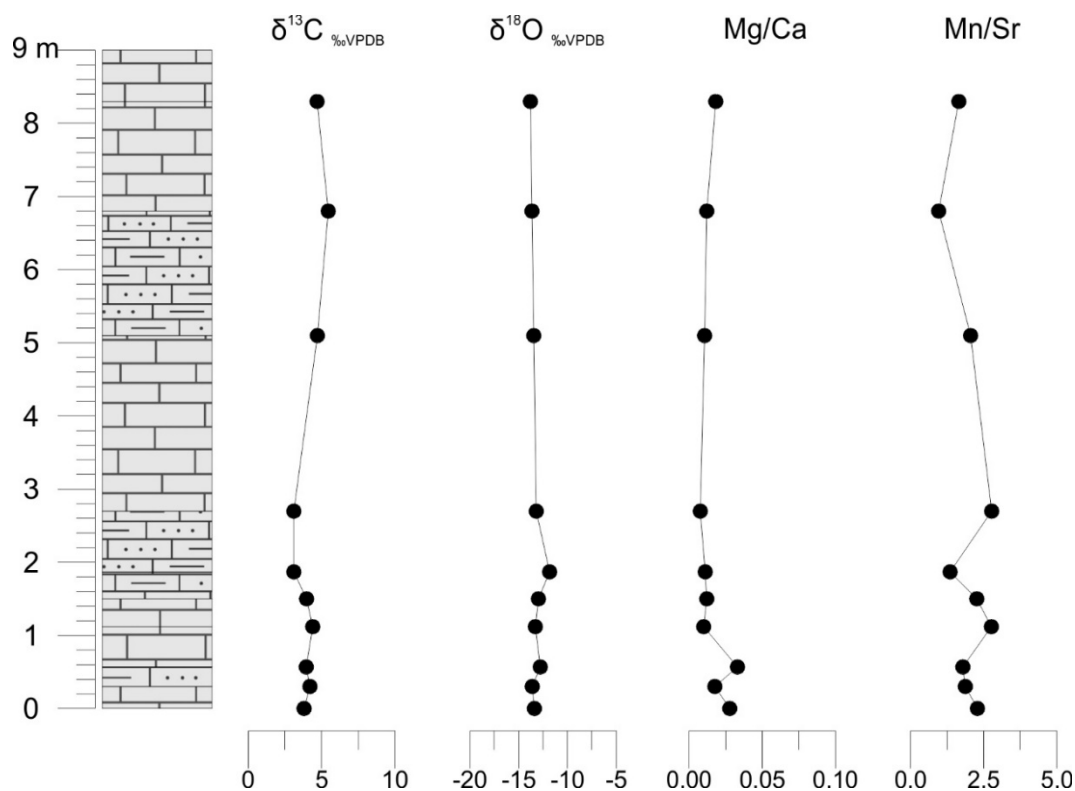


Figura 4.5. Perfil quimioestratigráfico de Oiti.

4.1.2 Perfil Barro: Complexo Riacho Gravatá

Na localidade de Jordão, foram registradas duas ocorrências de carbonato, a primeira na Fazenda Casa de Joaquim, corresponde a mármores de cor branco acinzentado e creme com intensa intercalação de níveis grafitosos, observam-se estruturas de aspecto estromatolítico, mas poderiam corresponder a estruturas em resposta do intenso tectonismo (Figura 4.6A). Esta ocorrência abrange uma área de aproximadamente 30 m² envolvida por quartzitos e metapelitos

dispostos N45°E/45°SE. A segunda ocorrência de carbonatos encontra-se em continuidade na estrada, 700 m em direção NE próximo à Fazenda Barro (Figura 4.6B), mármore de coloração branca a creme, de grão fino e alta competência, além de uma notória diminuição no conteúdo de grafitos ou material siliciclastico marcam este afloramento de estratificação N40°E/37°SE selecionado para o levantamento do perfil. De aproximadamente 50 m de comprimento, este perfil encontra-se parcialmente coberto, assim um registro em alta resolução foi difícil de obter. Seu contato em direção NE está dado com metapelitos, enquanto o contato SE ocorre com um quartzito de coloração cinza escurecido. Geologicamente, esta perfil encontra-se dentro do limite norte do Complexo Riacho Gravatá (Toniano, 1000 – 920 Ma) em contato com o Grupo Cachoeirinha (Criogeniano-Ediacarano), segundo a descrição e mapeamento de Medeiros (2004) e o mapa publicado pelo CPRM. É importante destacar a ocorrência de metaconglomerado polimítico (clastos de gnaiss, quartzo, feldspato; Figura 4.7) a tão somente 500 m de distância do perfil de mármore levantado; infere-se que a posição do metaconglomerado é sotoposto ao lente de mármore, mas sem evidência clara de ser depósitos glaciogênicos.



Figura 4.6. (A) Intercalação de mármore e níveis grafitosos as vezes de estrutura estromatolítica Fazenda Casa de Joaquim. (B) Parte do perfil Barro.

Seis das sete amostras de mármore coletadas e analisadas do perfil Barro, correspondem a mármore dolomíticos com teores de CaO entre 27 e 50% e MgO entre 1 e 2,1%, e razões Ca/Mg entre 23 e 53; a amostra Brr 4 com 51,1% de CaO, 0,7% de MgO e razão Ca/Mg=87,2 corresponde a um mármore calcítico. As tendências gráficas de Mn/Sr vs Mg/Ca e Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 4.8A-B) mostram pouca evolução de alteração diagenética, enquanto o diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (figura 4.8C) apresenta maior evolução. Embora, a falta de correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ($r^2 < 0,01$) e a razão Mn/Sr < 1 permitem concluir que os mármore de Barro sofreram pouca alteração diagenética e assim interpretar como composições primárias os isótopos de C. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ neste perfil (Figura 4.9) diferem dos anteriormente descritos na Formação Santana dos Garrotes, estes são negativos variam entre -2,8 e -0,7‰ com um valor médio de -1,7‰. Como o esperado

para carbonatos pré-cambrianos, os mármore do perfil Barro, são ainda mais empobrecidos em ^{18}O em relação aos mármore da Formação Santana dos Garrotes, variam minimamente com valores $\delta^{18}\text{O}$ entre -15,8 e -15,0‰. Comparada a curva de variação isotópica de C do perfil Barro com a compilada por Kah et al., (1999) para a passagem Esteniano (Mesoproterozoico) – Toniano (Neoproterozoico), pode-se correlacionar claramente o valor médio de $\sim -2\%$ dos mármore aqui estudados com a anomalia negativa registrada no intervalo ca 990 – 960 Ma.



Figura 4.7. (A) Afloramento de metaconglomerado polimítico na localidade de Jordão. (B) Detalhe do metaconglomerado.

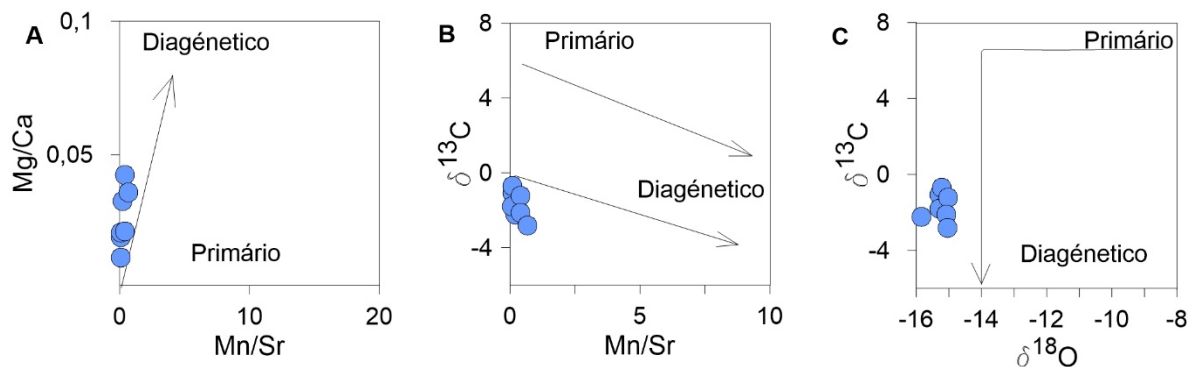


Figura 4.8. Gráficos de evolução diagenética entre os parâmetros Mn/Sr vs Mg/Ca (A), Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ (B) e $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (C) dos mármore de Barro.

4.2 ELEMENTOS TERRAS RARAS

Elementos Terras Raras (ETR) são usados como indicadores de ambiente de deposição tal como anoxia marinha e condições de paleoredox em geral, assim como na elucidação de fontes primárias de ferro em formações ferríferas (Sial et al., 2015b). O padrão de ETR + Y (ETRY) marinhos normalizados em relação a folhelho é similar mundialmente, com características distintivas não reconhecidas em outro material, incluindo empobrecimento geral dos ETR leves (ETRL) em relação aos ETR pesados (ETRP), anomalias positivas de La, Gd e negativa de Ce,

assim como razões elevadas de Y/Ho (Lawrence e Kamber 2006). Apesar da evidência de alta reatividade e curto tempo de residência dos ETRY, o padrão ETRY marinho parece ter-se mantido notavelmente robusto ao longo do tempo geológico (Lawrence e Kamber 2006). Os sedimentos hidrogenéticos são considerados gravadores fieis do padrão ETRY oceânico indicando que as anomalias marinhas tem estado presentes no oceano desde o Eoarqueno, 3,71 Ga atrás (Bau e Dulski, 1996b; Van Kranendonk et al., 2003; Bolhar et al., 2004).

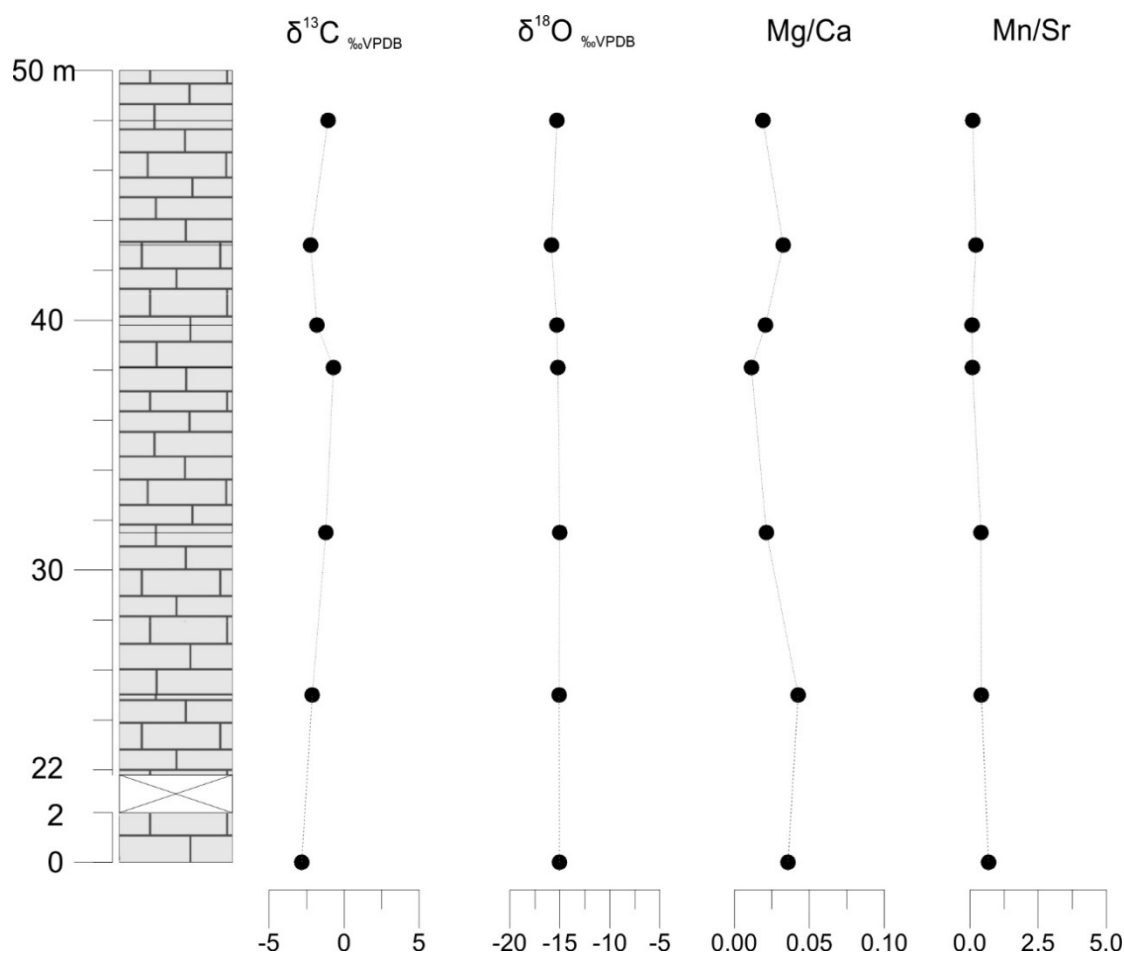


Figura 4.9. Perfil quimioestratigráfico Barro.

As anomalias ETR marinhos normalizadas em relação a folhelho são definidas como $(\text{Ln}_n/\text{Ln}^*_n)$, onde Ln_n é o teor do lantanídeo medido normalizado e Ln^*_n é a concentração esperada do lantanídeo normalizado e calculado a partir de diferentes equações para cada um; um valor de 1 indica que não há anomalia, um valor maior a 1 indica anomalia positiva, e um valor de menos de 1 indica uma anomalia negativa. O uso da anomalia de Ce foi primeiro proposto por Elderfield e Greaves (1982) como consequência da mudança de estado iônico do Ce em função do estado de oxidação. Entre os ETR só Ce e Eu mostram variações potenciais em função das condições redox observadas no oceano (Sial et al 2015b). A anomalia de Ce resulta da oxidação de Ce trivalente a Ce^{4+} e dissociação subsequente de Ce dos outros ETR devido à formação de espécies

Ce(IV) menos solúveis e/ou adsorção preferencial de espécies Ce(IV) em superfícies de partículas (Bau e Dulski 1996). O desenvolvimento de anomalias de Ce parece ser restrito a ambientes oxidantes de alta capacidade de formação complexa, e assim a ocorrência de anomalias negativas de Ce podem ser usadas para argumentar em favor da presença de águas superficiais oxidantes durante o tempo de deposição (Towe 1991, Bau e Dulski 1996). O cálculo da anomalia de Ce e a partir da fórmula postulada por Write et al (1987):

$$(Ce/Ce^*)_n = \log \left[\frac{3Ce_n}{2La_n + Nd_n} \right]$$

A interpretação de anomalias de $(Ce/Ce^*)_n$ na água de mar e em precipitados marinhos pode ser complicadas por abundâncias anômalas de La, para verificar se os comportamentos anômalos de Ce presentes em sedimentos marinhos são ou não verdadeiros, Bau e Dulski (1996) sugeriram o uso da razão Pr/Pr^* calculada pela fórmula:

$$(Pr/Pr^*)_n = \frac{Pr_n}{(0,5Ce_n + 0,5Nd_n)}$$

Segundo os autores supracitados, si não há anomalias nem de Pr_n nem de Nd_n , uma anomalia negativa de Ce_n inevitavelmente resulta em $(Pr/Pr^*)_n > 1$, enquanto uma anomalia positiva de Ce_n gera $(Pr/Pr^*)_n < 1$. Embora, a combinação de $(Ce/Ce^*)_n < 1$ e $(Pr/Pr^*)_n \sim 1$ indica uma anomalia positiva de La_n .

A anomalia de Eu tem sido definida de muitas maneiras, mas frequentemente as razões Eu/Eu^* é calculado useo as equações reportadas por Kato et al (2006) (Sial et al., 2015b):

$$(Eu/Eu^*)_n = \frac{Eu_n}{[(Sm_n)(Gd_n)]^{1/2}} \text{ ou } (Eu/Eu^*)_n = \frac{2Eu_n}{(Sm_n + Gd_n)}$$

Os valores Eu/Eu^* para sedimentos de ferro-manganésio são menos negativos comparados com águas de mar profundo pela contribuição de fluidos hidrotermais submarinos com fortes anomalias Eu/Eu^* . Mesmo uma contribuição trivial de fluidos hidrotermais submarinos pode ser detectada como anomalia Eu/Eu^* em sedimentos de Fe-Mn devido a que os fluidos hidrotermais têm fortes anomalias positivas Eu/Eu^* e teores de Eu muito maiores do que água do mar (Kato et al 2006).

De acordo com Bau et al. (1996), as anomalias de Y são uma assinatura típica de diagramas ETRY normalizados, onde o Y é inserido antes do Ho. Estes elementos são considerados gêmeos geoquímicos pela carga, raio e eletronegatividade iônica de ambos ser similares ou iguais, semelhanças que levam a um comportamento extremamente coerente que resulta em fracionamento insignificante de Y-Ho em rochas ígneas e sedimentos clásticos. O comportamento marinho deste par geoquímico a pesar de ambos ser elementos dominados por carbonatos com químicas muito similares à da água de mar é sugerida uma alta reatividade do Ho

em partículas marinhas. O comportamento de Y é quantificado pela razão Y/Ho (não normalizado) e as razões acima ou abaixo de 28 (razão típica de condritos, maioria de rochas ígneas e folhelhos) são referidas como anomalias de Y positiva ou negativa, respectivamente.

Comumente, o padrão ETRY de carbonatos marinhos puros (livres de aluminossilicatos) assemelha-se aquele da água de mar e são indicadores de que a água de mar tem sido caracterizada por anomalia positiva de Y desde o início de formação dos sedimentos químicos marinhos (Bau e Dulski 1994). Segundo os autores supracitados, os sedimentos marinhos de Fe-Mn que podem ser de origem hidrogenética ou hidrotermal, amostram diferentes padrões ETRY. Os hidrogenéticos usualmente mostram alta abundância de Y e ETR, anomalia positiva de Ce e negativa de Y, enquanto os hidrotermais comumente mostram menor abundância de ETRY, presença ou não de anomalia negativa de Ce e anomalia positiva de Y. A diferença entre estes dois tipos parece ser relacionada a sua taxa de precipitação, os sedimentos hidrogenéticos de Fe-Mn representam oxihidroxidos de precipitação lenta com tempo suficiente para a oxidação de Ce(III) e expulsão de espécies de Ce(IV), assim como para alcançar a troca em equilíbrio para o Y trivalente e ETR entre a água de mar e os oxihidroxidos; em contraste, os sedimentos de Fe-Mn hidrotermais representam rápida precipitação a qual não permite a oxidação significativa de Ce(III) e é cineticamente lenta não induzindo fracionamento de ETRY. Pelo tanto, o padrão de ETRY da mistura dominada por água de mar e fluido hidrotermal não é modificada durante a precipitação de sedimentos de Fe-Mn e estes preservam as anomalias da água de mar.

Para a presente dissertação, as concentrações de ETRY tem sido analisadas em 13 mármore e 12 amostras ferríferas do Grupo Cachoeirinha e em 7 mármore do Complexo Riacho Gravatá (Tabela 4.2), estes dados são apresentados em padrões normalizados relativos a PAAS (folhelhos australianos pós-arqueanos por suas siglas em inglês; Nance e Taylor 1976, McLennan, 1989).

4.2.1 ETR em mármore da Formação Santana dos Garrotes - Grupo Cachoeirinha

Os mármore desta formação correspondem aos perfis Pedreira e Oiti. Estes mármore apresentam padrões ETRY pouco fracionados (Figura 4.10) com valores de ΣETRY entre 16,25 e 37,46, e razões La/Yb entre 0,63 e 1,58; a amostra Oiti B contém maior abundância com $\Sigma\text{ETRY} = 59,58$ ppm. Para visualizar melhor o comportamento do Ce e eliminar a influência de La, a anomalia $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_n$ é plotada versus $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ seguindo o raciocínio de Bau e Dulski (1996) (Figura 4.11), algumas amostras apresentam anomalia verdadeiramente negativa de Ce sugerindo precipitação num ambiente levemente oxigenado, mas maioria destas com valores perto de 1 não representam anomalias verdadeiras. A razão Y/Ho varia entre 30,83 e 41,43, indício de uma anomalia positiva leve a moderada do Y como pode ser constatado na Figura 4.10, característica similar à da água de mar.

Tabela 4.2. Concentrações (ppm) de ETRY e anomalias de Ce, Pr, Eu e Y em carbonatos (Bel, Oiti) e amostras ferríferas associadas a metavulcânicas (OitiFe) do Grupo Cachoeirinha, e carbonatos (Brr) do Complexo Riacho Gravatá.

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ ETRY	La/ Yb	(Ce/ Ce*) _n	(Pr/ Pr*) _n	(Eu /Eu*) _n	Y/ Ho
Pedreira																					
Bel 5	3,91	8,97	0,89	3,41	0,68	0,15	0,69	0,11	0,53	3,44	0,10	0,29	0,04	0,26	0,03	23,49	1,10	1,12	0,94	1,06	33,36
Bel 4	3,54	6,33	0,83	3,24	0,71	0,14	0,67	0,11	0,62	4,23	0,12	0,35	0,05	0,34	0,05	21,33	0,78	0,86	1,07	0,98	36,40
Bel 3	4,56	7,05	0,92	3,50	0,65	0,14	0,66	0,10	0,56	4,76	0,12	0,37	0,05	0,32	0,05	23,82	1,04	0,84	1,09	1,06	39,78
Bel 2	2,63	4,47	0,63	2,53	0,53	0,11	0,58	0,09	0,53	4,99	0,12	0,34	0,05	0,31	0,05	17,96	0,63	0,82	1,09	1,03	41,43
Bel 1	6,55	10,25	1,30	4,76	0,88	0,18	0,86	0,13	0,76	5,26	0,16	0,46	0,07	0,42	0,07	32,10	1,16	0,84	1,09	1,05	33,20
Oiti																					
Oiti 5	4,48	8,72	0,99	3,84	0,76	0,17	0,77	0,12	0,63	4,55	0,13	0,39	0,06	0,37	0,05	26,02	0,90	0,99	1,00	1,10	34,29
Oiti 4	3,67	7,28	0,79	2,94	0,58	0,13	0,55	0,09	0,46	2,90	0,09	0,25	0,04	0,23	0,04	20,05	1,17	0,99	1,00	1,09	31,22
Oiti 3	3,83	8,42	0,92	3,72	0,77	0,15	0,80	0,12	0,63	3,94	0,13	0,32	0,05	0,29	0,04	24,14	0,99	1,08	0,96	0,99	31,36
Oiti 2	5,77	8,10	1,16	4,48	0,88	0,16	0,97	0,15	0,84	7,29	0,20	0,59	0,09	0,59	0,09	31,34	0,72	0,78	1,12	0,88	37,08
Oiti 1	3,97	5,33	0,84	3,29	0,63	0,14	0,72	0,11	0,64	5,54	0,14	0,40	0,06	0,35	0,06	22,24	0,84	0,73	1,15	1,06	38,53
Oiti A	2,70	5,57	0,62	2,52	0,54	0,12	0,56	0,08	0,40	2,56	0,08	0,21	0,04	0,22	0,03	16,25	0,92	1,06	0,97	1,10	32,17
Oiti B	9,44	20,96	2,35	9,48	2,29	0,43	2,31	0,33	1,65	8,86	0,28	0,62	0,08	0,44	0,06	59,58	1,58	1,04	0,98	0,96	32,09
Oiti D	4,91	9,37	1,03	4,00	0,77	0,14	0,84	0,13	0,80	5,46	0,18	0,51	0,08	0,51	0,08	28,82	0,71	1,01	0,99	0,89	30,83
Oiti E	6,33	13,48	1,36	5,25	1,10	0,17	1,08	0,17	0,94	6,14	0,20	0,56	0,08	0,52	0,08	37,46	0,91	1,11	0,95	0,79	31,32
Oiti BIF																					
OitiFe 11	2,19	6,92	0,49	1,73	0,30	0,05	0,30	0,05	0,27	1,14	0,06	0,18	0,03	0,19	0,03	13,93	0,87	1,47	0,80	0,87	18,58
OitiFe 10	2,44	15,66	0,62	2,27	0,43	0,08	0,41	0,07	0,45	1,53	0,12	0,27	0,05	0,26	0,04	24,70	0,69	2,70	0,53	0,86	12,54
OitiFe 9	1,02	4,47	0,35	1,44	0,31	0,07	0,32	0,06	0,37	1,77	0,08	0,26	0,05	0,33	0,05	10,93	0,23	1,52	0,80	0,98	22,04
OitiFe 8	2,24	10,35	0,58	2,23	0,37	0,07	0,36	0,07	0,40	1,27	0,08	0,23	0,03	0,20	0,03	18,50	0,85	1,99	0,67	0,87	15,67
OitiFe 7	2,50	10,75	0,67	2,74	0,60	0,14	0,70	0,13	0,84	4,15	0,17	0,51	0,08	0,48	0,06	24,52	0,39	1,91	0,70	1,02	23,99
OitiFe 6	4,00	16,10	1,41	6,03	1,41	0,30	1,57	0,28	1,83	10,25	0,40	1,21	0,19	1,17	0,18	46,33	0,25	1,43	0,84	0,95	25,66
OitiFe 5	1,34	3,74	0,45	2,01	0,52	0,14	0,73	0,14	1,02	6,25	0,23	0,70	0,12	0,84	0,13	18,35	0,12	1,11	0,96	1,02	27,17
OitiFe 4	1,55	5,03	0,51	2,06	0,38	0,08	0,36	0,06	0,35	1,89	0,08	0,22	0,04	0,26	0,04	12,90	0,44	1,17	0,93	1,01	24,68
OitiFe 3	4,94	14,05	1,69	8,25	2,11	0,48	2,83	0,49	3,50	23,91	0,78	2,36	0,34	2,07	0,33	68,12	0,18	1,28	0,91	0,97	30,56

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ ETRY	La/ Yb	(Ce/ Ce*) _n	(Pr/ Pr*) _n	(Eu /Eu*) _n	Y/ Ho
OitiFe 2	1,28	3,66	0,46	2,27	0,55	0,13	0,74	0,13	0,93	6,37	0,21	0,62	0,09	0,54	0,08	18,07	0,17	1,24	0,92	1,01	30,02
OitiFe1	3,32	11,83	1,04	4,57	1,04	0,24	1,28	0,24	1,65	11,07	0,36	1,13	0,17	1,10	0,17	39,21	0,22	1,46	0,83	0,98	30,89
OitiFe 0	1,59	9,35	0,42	1,62	0,30	0,05	0,36	0,06	0,39	1,55	0,08	0,21	0,03	0,18	0,03	16,21	0,65	2,43	0,58	0,79	19,34
Barro																					
Brr 7	4,11	8,74	0,96	3,77	0,76	0,19	0,78	0,12	0,71	4,24	0,13	0,39	0,05	0,35	0,05	25,35	0,88	1,04	0,98	1,25	31,66
Brr 6	8,49	17,32	2,04	7,97	1,65	0,35	1,66	0,27	1,50	8,86	0,30	0,87	0,13	0,84	0,13	52,39	0,75	0,96	1,02	1,04	29,08
Brr 5	3,49	7,46	0,82	3,08	0,57	0,15	0,60	0,09	0,50	3,32	0,10	0,26	0,04	0,25	0,04	20,78	1,05	0,98	1,01	1,29	33,18
Brr 4	3,51	7,75	0,95	3,77	0,79	0,26	0,78	0,13	0,71	4,79	0,14	0,38	0,06	0,34	0,05	24,41	0,77	0,94	1,03	1,59	33,31
Brr 3	4,70	9,45	1,12	4,45	0,87	0,22	0,89	0,15	0,80	5,14	0,16	0,45	0,06	0,43	0,06	28,96	0,81	0,96	1,02	1,20	32,07
Brr 2	6,06	12,95	1,58	6,14	1,24	0,21	1,28	0,21	1,19	6,92	0,25	0,74	0,11	0,74	0,12	39,74	0,60	0,92	1,04	0,80	27,67
Brr 1	20,9	42,56	5,31	20,6	4,23	0,73	4,30	0,68	4,03	24,46	0,84	2,54	0,40	2,57	0,40	134,6	0,60	0,90	1,05	0,85	29,15

Tabela 4.3. Concentrações de óxidos maiores das amostras da BIF OitiFe da Formação Santana dos Garrotes - Grupo Cachoeirinha.

Amostra	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃ / TiO ₂
OitiFe 11	9,11	65,91	13,57	1,89	0,19	1,49	3,25	0,99	0,64	0,71	21,20
OitiFe 10	23,55	55,94	11	1,1	0,12	0,76	1,63	1,37	0,5	0,33	22,00
OitiFe 9	10,98	61,49	15,14	1,97	0,15	0,52	2,36	1,98	0,97	0,12	15,61
OitiFe 8	55,64	31,06	5,41	0,86	0,08	0,86	0,02	0,84	0,45	0,29	12,02
OitiFe 7	50,3	36,37	6,18	0,92	0,05	0,63	0,75	1,23	0,38	0,44	16,26
OitiFe 6	45,9	40,74	3,72	0,53	0,14	3,19	0,66	0,19	0,32	0,88	11,63
OitiFe 5	50,08	36,38	6,2	0,92	0,05	0,6	0,91	1,22	0,38	0,43	16,32
OitiFe 4	74,73	13,94	3,49	1,01	0,04	3,35	0	0,17	0,25	1,98	13,96
OitiFe 3	60,72	34,11	0,36	0,22	0,03	0,1	0	0	0,04	0,06	9,00
OitiFe 2	59,54	15,38	3,36	0,6	0,09	8,93	1,62	0,17	0,11	6	30,55
OitiFe 1	67,27	23,4	3,61	0,89	0,07	0,75	0	0,03	0,42	0,43	8,60
OitiFe 0	17,7	60,03	10,46	1,41	0,32	2,66	1,79	1,1	0,47	0,69	22,26

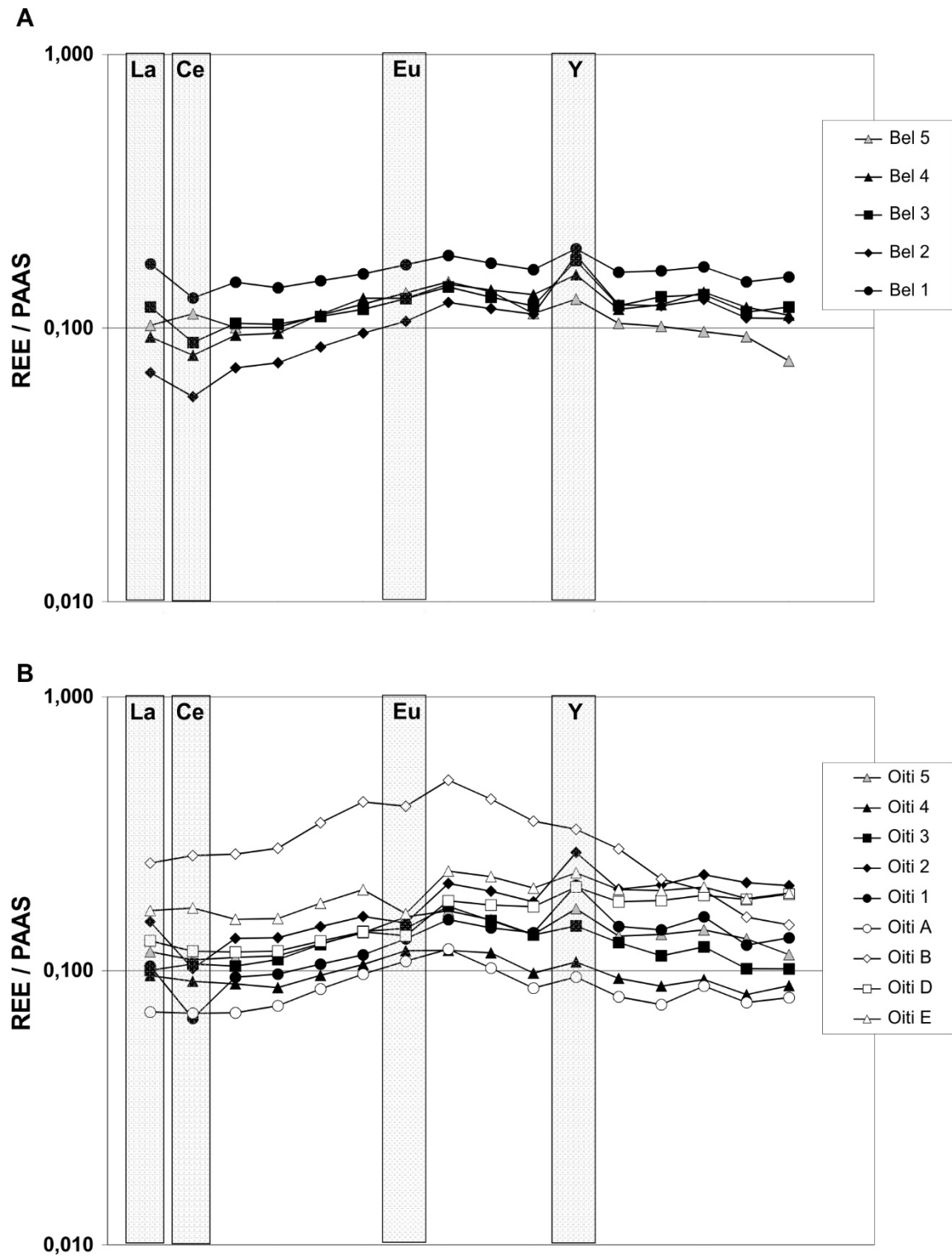


Figura 4.10. Diagrama de ETRY dos mármore da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha. (A) Perfil Pedreira, (B) Perfil Oiti.

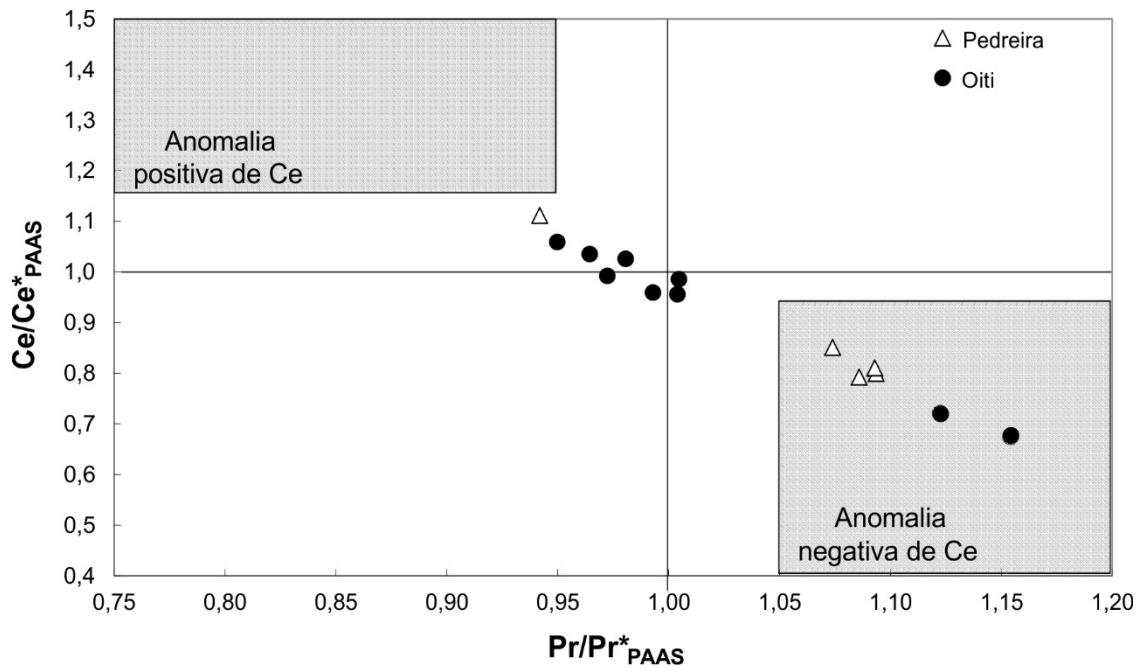


Figura 4.11. $(Pr/Pr^*)_n$ vs $(Ce/Ce^*)_n$ para mármore da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha.

4.2.2 ETR em BIF Oiti-Fe da Formação Santana dos Garrotes - Grupo Cachoeirinha

O povoado de Carmo, possui vários remanescentes do que foi um centro de extração de mineiros de Ferro em itabiritos (principalmente hematita + quartzo). A aproximadamente 500 m do perfil de mármore Oiti aflora uma formação de ferro bandado (BIF, Oiti-Fe) que ao parecer corresponde a uma antiga mina (Figura 4.12). Neste local foram coletadas 12 amostras de um perfil de 16 m de comprimento, ao longo deste identificam-se estratos ferríferos, metapelitos ferruginosos e metavulcânicas, as vezes carbonáticos, intercalados em direção N75°E/76°NW. Os níveis de ferro apresentam listra vermelha escura indicando a presença de hematita.

Segundo a composição de óxidos maiores (Tabela 4.3, Figura 4.13) as amostras do BIF Oiti-Fe podem ser divididas em dois grupos: fácies predominantemente ferríferas (Oiti-Fe 1 a 8) com teores de Fe_2O_3 entre 45% e 75%, $SiO_2 < 41\%$ e $Al_2O_3 < 7\%$, e fácies predominantemente aluminossilíceas com teores de $Fe_2O_3 < 23,55\%$, SiO_2 entre 55,94% e 65,91% e Al_2O_3 entre 10,46% e 15,14%. De acordo com Hayashi et al (1997) as razões Al_2O_3/TiO_2 da maioria de rochas clásticas são usadas para inferir a composição da rocha fonte, esta razão incrementa de 3 a 8 para rochas ígneas máficas, de 8 a 21 para intermediárias e de 21 a 70 para rochas ígneas félsicas; as rochas ferríferas e aluminossilíceas analisadas apresentam razões Al_2O_3/TiO_2 entre 8,6 e 30,55 sugerindo rochas fonte de composição intermediária a félsica.



Figura 4.12. Fotomosaico de BIF Oiti-Fe.

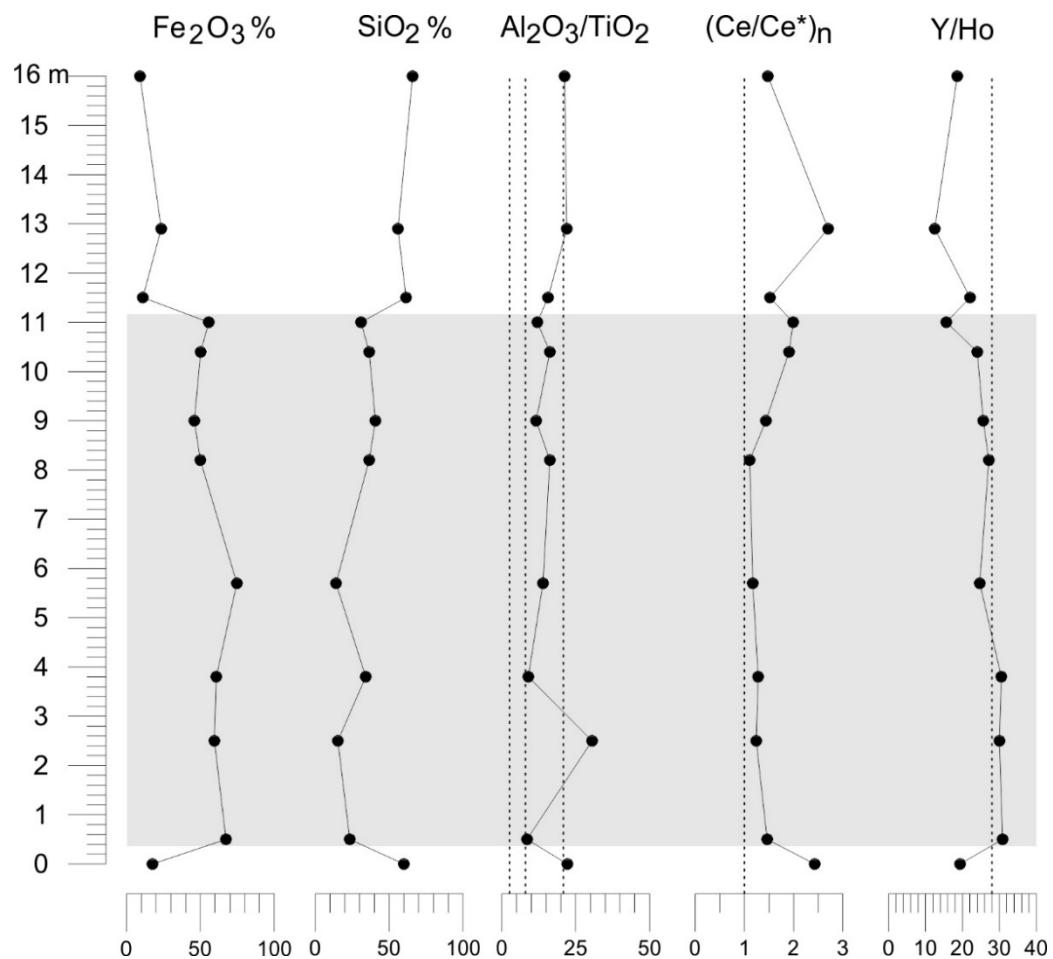


Figura 4.13. Variação composicional e anomalias de Ce e Y de BIF Oiti-Fe.

As rochas do BIF Oiti-Fe mostram ΣETRY entre 10,93 e 68,12 ppm (Tabela 4.2). O padrão ETRY normalizado em relação ao PAAS (Figura 4.14) exibe duas características diferentes: a) amostras fortemente enriquecidas em ETRP com razões La/Yb entre 0,17 e 0,25 e anomalia levemente positiva ou negativa de Y, e b) amostras moderada a levemente enriquecidas em ETRP com razões La/Yb entre 0,39 e 0,87 e forte anomalia negativa de Y; a amostra Oiti-Fe 4, sendo a de maior teor de Fe_2O_3 com 74,73%, representa um híbrido entre os dois grupos, esta é fortemente enriquecida em ETRP e apresenta forte anomalia negativa de Y. A maioria das amostras revelam anomalia verdadeiramente positiva de

Ce, como o indicado pelo gráfico $(Pr/Pr^*)_n$ vs $(Ce/Ce^*)_n$ (figura 4.15). A anomalia de Eu é levemente negativa ou não presente nas amostras. As razões de Y/Ho não normalizados < 28 confirmam a preferencial anomalia negativa de Y mostrada nos padrões ETRY normalizados. As amostras Oiti-Fe 2, 3 e 5 com valores de Y/Ho entre 27,17 e 30,89 tendem a mostrar graficamente anomalia de Y positiva muito leve, estas apresentam valores de ~ 1 tanto para $(Pr/Pr^*)_n$ como $(Ce/Ce^*)_n$ indicando anomalia positiva de La resultado de abundancia anômala, uma anomalia positiva de Eu é também indicada pelos valores $(Eu/Eu^*)_n > 1$; sugere-se que estes níveis ferríferos foram precipitados rapidamente a partir de fluidos hidrotermais e pelo tanto refletem padrões similares àqueles da água de mar. As demais amostras analisadas apresentam padrões ETRY de enriquecimento em ETRP, anomalia positiva de Ce e negativa de Y, isto sugere uma origem hidrogenética preferencial para esta sucessão de estratos ferríferos.

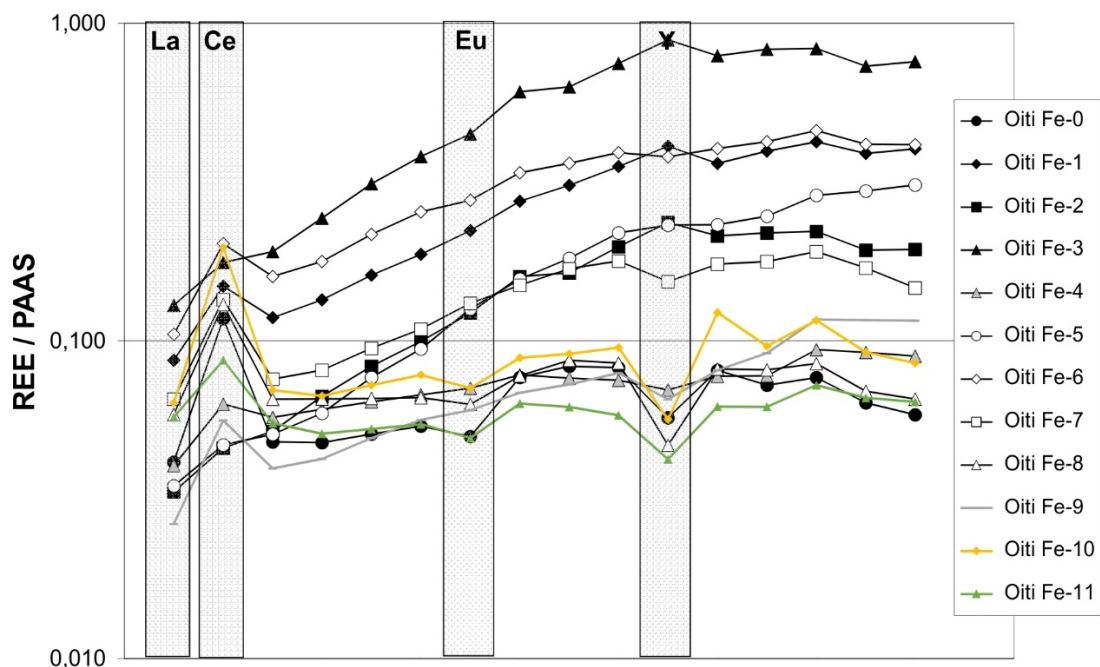


Figura 4.14. Diagrama de ETRY de BIF Oiti-Fe da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha.

4.2.3 ETR em mármore do Complexo Riacho Gravatá

Os mármore do Complexo Riacho Gravatá correspondem ao perfil Barro, anteriormente descrito. Estes mármore apresentam valores de $\Sigma ETRY$ entre 20,78 e 52,39, a amostra Brr 1 é a exceção com $\Sigma ETRY = 134,62$ ppm (tabela 4.2). Graficamente os padrões ETRY (figura 4.16A) são leve a moderadamente fracionados com razões La/Yb entre 0,6 e 1,05, estes apresentam anomalia negativa de Ce pouco significativa com valores de ~ 1 tanto para $(Ce/Ce^*)_n$ como para $(Pr/Pr^*)_n$ (figura 4.16B), assim indicando abundancia anômala de La. Com respeito ao Eu dois comportamentos são reconhecidos, uma anomalia negativa presente nos mármore Brr 1 e 2, e uma anomalia positiva muito leve a moderada

nos mármore sobrepostos. O Y em geral apresenta anomalia positiva leve com razões Y/Ho entre 27,67 e 31,66. Os resultados descritos permitem inferir que os carbonatos do perfil Barro representam a composição química da água de mar em que estes foram precipitados baixo condições levemente redutoras e influenciados a partir da amostra Brr 3 por fluidos hidrotermais.

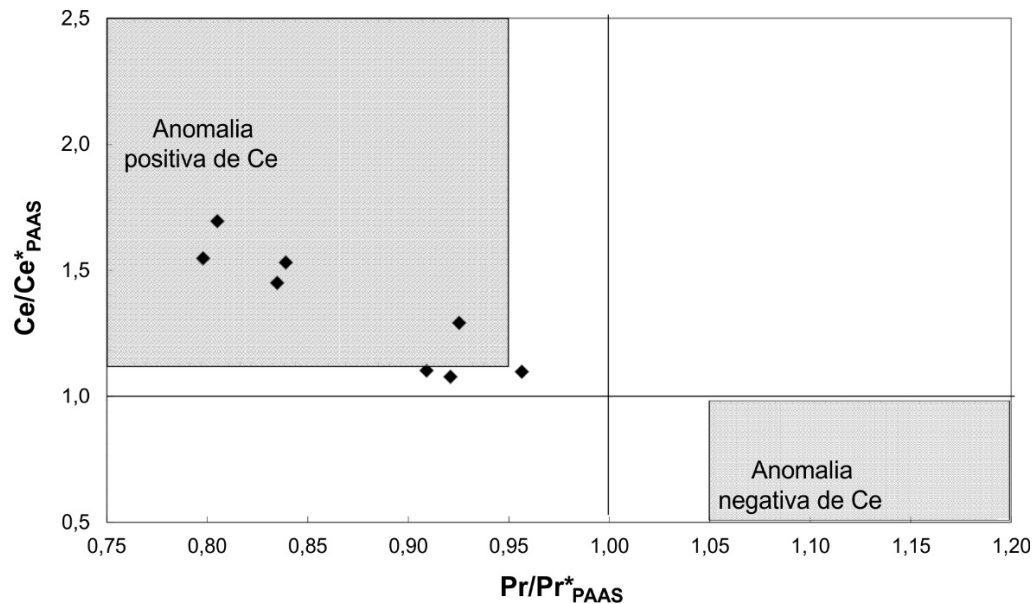


Figura 4.15. $(Pr/Pr^*)_n$ vs $(Ce/Ce^*)_n$ de BIF Oiti-Fe da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha.

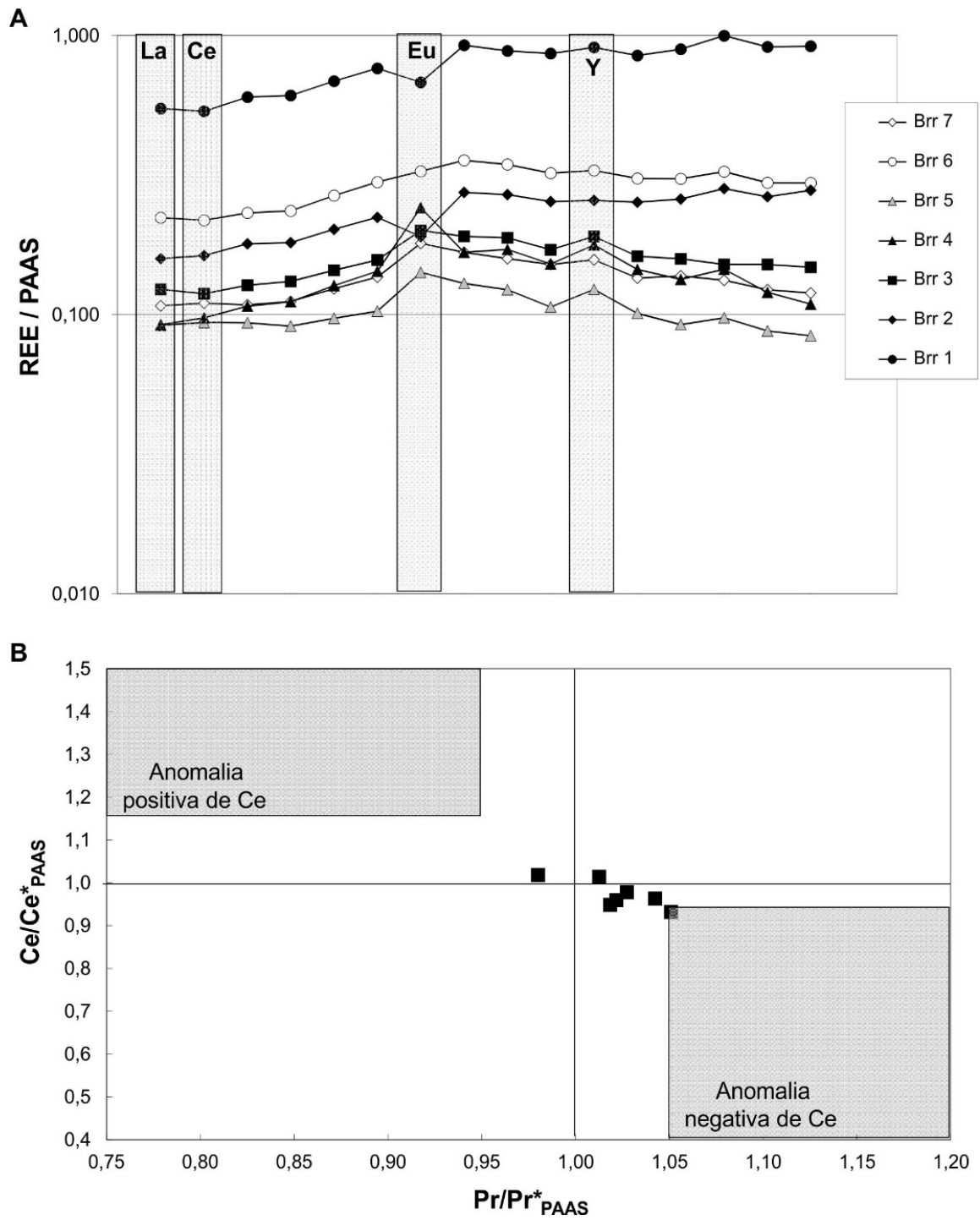


Figura 4.16. (A) Diagrama de ETRY e (B) $(Pr/Pr^*)_n$ vs $(Ce/Ce^*)_n$ para mármore do Complexo Riacho Gravata.

5 GEOTERMOTERMOMETRIA DE GRANITOIDES BRASILEANOS

Através da química mineral analisada em granitoides determinam-se as condições de temperatura (T) e pressão (P) experimentadas na história de cristalização. A técnica da termobarometria estabelece suas bases equilíbrio termodinâmico dos processos naturais das rochas. A aplicação prática está dirigida explicitamente para potenciais químicos de fácies implicadas e as relações balanceadas. Diferentes minerais e equilíbrios termodinâmicos são usados.

De acordo com Hammarstron e Zen (1986), Hollister et al (1987) e Jhonson e Rutherford (1988) partindo de uma associação mineralógica amortecedora, a rocha obedece a um sistema trivalente cujo grau de liberdade pode interpretar-se com tendências variáveis de fugacidade de oxigênio (f_{O_2}), temperatura (T) e pressão (P). Em condições ideais, tais como a f_{O_2} controlada por algum tampão, e assumindo temperaturas perto ao *solidus* saturado, a única variável que governa a entrada do Al nos anfibólios seria a pressão.

Johnson e Rutherford (1989) realizaram experimentos a partir de rochas ígneas vulcânicas, conseguindo calibrar o geobarometro Al em hornblenda para um intervalo de pressões entre 2 e 8 kbar e temperaturas entre 720 e 780 °C; Schmid (1992) fez isto a partir de rochas intrusivas (tonalitos e granodioritos) com resultados para um intervalo entre 655 e 700°C agudizou o intervalo das pressões desde 2 até 13 Kba. Blundy e Hole (1990) notaram a susceptibilidade deste geobarometro à temperatura e desenvolverão um geotermômetro respeito ao equilíbrio entre plagioclásios e anfibólio. Este geotermômetro utiliza como parâmetro o conteúdo de Al^{IV} em anfibólio e a fração de albita em plagioclásio a uma pressão dada. Os limites de certeza encontram-se entre 500 e 1000 °C sendo só possível um uso de plagioclásio de componente anortosito menor ao 92% e com anfibólio que contem menos de 7,8 átomos de sílice por unidade de formula. Seu uso encontra-se limitado as rochas saturadas em sílice.

No presente trabalho, a partir das análises químicas in-situ por microsonda eletrônica realizados em fácies minerais félsicas e máficas (anfibólio, biotita, plagioclásio, epidoto) de granitoides brasileiros que intruem a sequência metassedimentar do Grupo Cachoeirinha, objetivou-se determinar as condições geotermobarométricas de formação. O método de Blundy e Holle (1994), que utiliza a quantidade de Al

presente no anfibólio como geobarometro e o par anfibólio-plagioclásio como geotermômetro, foi o aplicado.

5.1 ASPECTOS MACROSCÓPICOS E PETROGRÁFICOS DOS GRANITOIDES AO NORTE DE CARMO

Nas localidades de Bananeiras, Baixo Velho e Engenho Velho ao norte do povoado de Carmo (Figura 1.1), foram identificadas ocorrências de granitoides que poderiam corresponder a um mesmo corpo plutônico, ou dois intruindo a Formação Santana dos Garrotes de Medeiros e Jardim de Sá (2009) como é interpretado a partir de sensoriamento remoto (Figura 3.4). Estes granitoides apresentam feições similares, sendo preferencialmente leucocráticos e faneríticos inequigranulares (Figura 5.1). Nove amostras foram coletadas, 2 de Bananeiras, 5 de Baixo Velho e 2 de Engenho velho. As fácies mineralógicas essenciais correspondem a quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio. Localmente podem ser observados enclaves sub angulares compostos principalmente por hornblenda-biotita (Figura 5.1A). As composições modais estimadas para o quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio foram recalculadas ao 100% e os granitoides classificados num gráfico QAP segundo a IUGS (União Internacional de Ciências Geológicas, Streckeisen, 1976) como tonalitos-granodioritos de tendência preferencial cálcio-alcalina (figura 5.2).

As fácies minerais máficas e félsicas foram analisadas e fotografadas petrograficamente (Figura 5.3) e são descritas a seguir:

Plagioclásio: com representação modal de (~15-30%), ocorre como cristais de variadas dimensões, tanto fenocristais quanto cristais subidiomórficos que compõem a matriz. Alguns cristais apresentam exsolução de feldspato alcalino; frequentemente fenocristais amostra cristais sericitizados e suassuritizados, preferencialmente nas bordas dos cristais. Fenocristais de plagioclásio as vezes apresentam geminação polissintética simples.

Feldspato potássico: representado por microlina e ortoclásio, subhédrico, altamente alterado, e com frequente textura poiquilítica com inclusões de quartzo, feldspato, biotita, epidoto e zircão. Ocorre cristais com geminação cruzada difusa e do tipo Carlsbad, resultante da inversão do ortoclásio a mais baixa temperatura. Nos contatos com plagioclásio desenvolve-se mirmequitas, observa-se também, inclusões goticulares de quartzo, formando um intercrescimento granofírico.

Biotita: Representa a fácies mineral máfica predominante (5-22%). Ocorre como cristais alongados xenomórficos a hipidiomórficos pouco orientados, pleocroismo forte variado de marrom escuro a castanho esverdeado com dimensões medias de 3 mm, isolados ou em "amas" ("clots") regularmente dispersos, mostra inclusões de epidoto, allanita, apatita e titanita. Esporadicamente apresenta-se substituindo anfibólio. A moscovita ocorre com habito placoso/micáceo sem orientação, incoloro, alta birrefringência e em menor concentração 2-4%.

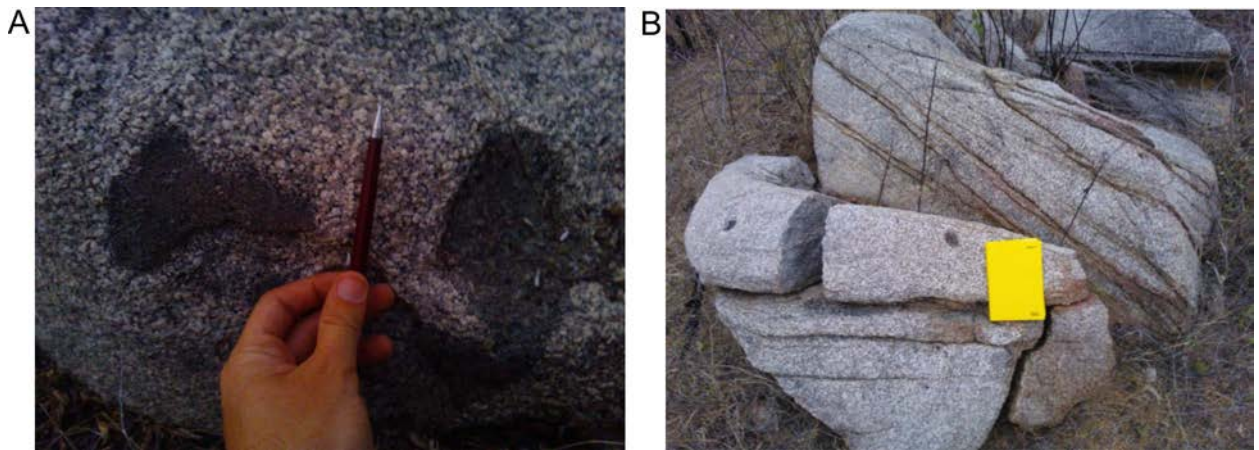


Figura 5.1. Afloramento Baixo Velho (A) Granitoide com conteúdo de enclaves máficos considerados remanescentes de magmas máficos, (B) Granitoide fraturado apresentando forma de blocos abaulados.

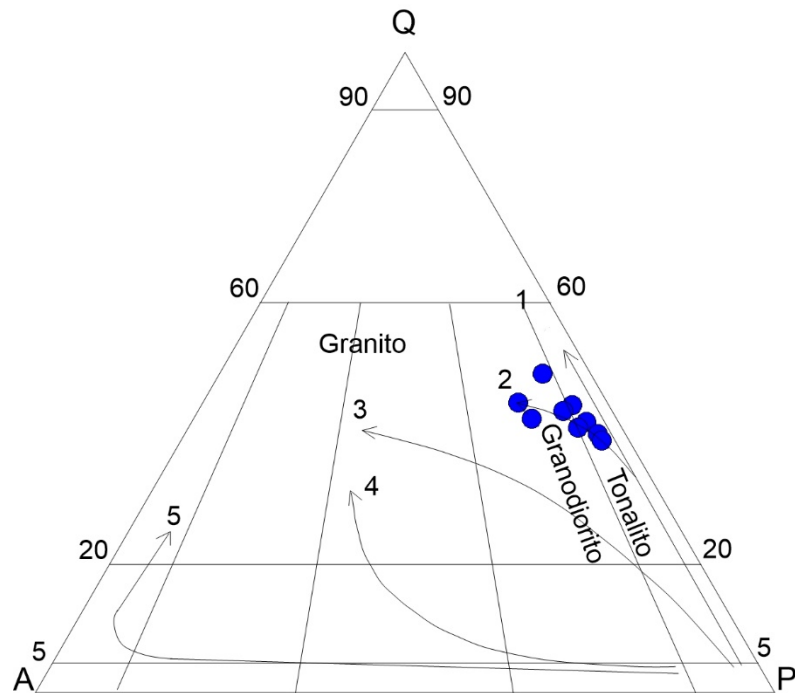
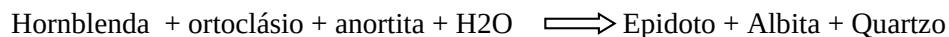


Figura 5.2. Diagrama Q-A-P de rochas ígneas plutônicas (Strekeisen, 1976) com tendências de variação composicional de Lameyre e Bowden, 1982. (1-Tolítico, 2- Tonalítico ou trondhjemitico cálcio-alkalino, 3-Granodiorítico cálcio-alkalino, 4-Monzonítico ou shoshonítico sub-alkalino, 5-alkalino e peralkalino).

Anfibólio: Ocorrem frequentemente como fenocristais parcialmente alterados, de coloração verde, verde escuro, com moderado pleocroísmo, subédricos, frequentemente associados a biotita, as vezes parcialmente substituída por biotita; ou como inclusões euédricas no plagioclásio, K feldspato e epidoto.

Epidoto: é uma fase acessória, relativamente abundante, ocupa entre 1,5 e 6 %, ocorrendo em cinco relações texturais distintas. (a) cristais euédricos a subédricos com núcleos de allanitas inclusos ou circundados por biotitas, que é o tipo mais frequente. Em alguns casos allanita exibe zonação composicional e geminação a dois indivíduos. (b) cristais euédricos a subédricos as vezes geminados, inclusos ou parcialmente circundados por biotitas. (c) cristais subédricos inclusos em biotita. O epidoto geralmente desenvolve um ângulo com a orientação cristalográfica do mineral hospedeiro, ocorre também como cristais embaiados ou vermiculares inclusos em plagioclásio indicando reação com o magma. (d) cristais subédricos parcialmente inclusos em biotita. (e) o quinto tipo é representado por epidoto granular ao longo do contato entre plagioclásio e biotita ou hornblenda, o que deixa dúvida sobre sua origem. Os três primeiros e o último tipo correspondem aos epidotos dos tipos II, III, IV e I, respectivamente, propostos por Sial, (1990), que interpretou os tipos II, III e IV como magmáticos. Na maioria das vezes epidoto ocorre associado a biotita, formando agregados, talvez resultantes da reação proposta por Sial (1990) mas não testada experimentalmente.



Diferentes autores consideram que a presença destes epidotos indicam que o granito formou-se em condições de alta pressão (base da crosta), condições próprias para a cristalização do mineral (Zen e Hammarstrom 1984, Zen 1985, Sial 1986, Sial et al. 1989; Sial e Ferreira 1989 e Souza e Sial 1989). Tal interpretação é feita levando em consideração dados experimentais de (Naney, 1983). Estudos em granitoides feitos por Tulloch, (1986) com epidoto magmático, concluiu que as condições de fugacidade de oxigênio são mais determinantes para o aparecimento do epidoto que as condições de pressão e de acordo com Moench (1986) é possível que a composição do magma influencie as condições de pressão em que o epidoto pode cristalizar.

Na tentativa de determinar feições que levaram a determinar se os epidotos estudados originaram-se diretamente do magma a altas profundidades, Schmidt e Polo (2004), realizaram estudos estabelecendo critérios e parâmetros sobre os quais um epidoto deveria considerar-se magmático. Isto com a finalidade de limitar possíveis interpretações errôneas a partir de indivíduos gerados ou afetados por processos tais como metamorfismo, alterações e reequilíbrio subsólido.

- Zonação com núcleos ricos em allanita, (ausência destes núcleos não descarta a possibilidade de um origem magmático).
- Crescimento de texturas ofíticas.
- Embaiamento contato com facies fundamentais quartzo-feldspáticas.
- (Desequilíbrio nas etapas tardias de cristalização)
- Inclusões de euédrais em quartzo o texturas de intercrescimento de quartzo e feldspato.

Allanita: Os cristais são bem desenvolvidos e com forma euédricas a subédricas, zonados, as vezes alongados com finas bordas de epidoto, e podem ainda ocorrer como núcleos no epidoto, pode ser identificada como inclusão em biotitas e anfibólios.

Titanita: ocorre geralmente como cristais euédricos a subédricos, romboédricos; possuem coloração castanho escura, associação a minerais máficos ou como inclusões nos minerais félsicos. Os minerais opacos encontram-se como pequenas inclusões na biotita, plagioclásio e quartzo.

Quartzo: Frequentemente possui forma anédrica e extinção ondulante, Este mineral ocorre em intercrescimento com o plagioclásio (mirmequita), incluso em K-feldspato ou ainda como uma fase tardia de cristalização, em crescimento intergranular.

Mirmequitas: Segundo Hibbard, (1979) mirmequitas em granitóides são devido a cristalização de líquido saturado em água em resposta à pressão de rápido resfriamento, opondo-se à hipótese mais convencional que envolve substituição de K-feldspato no estado sólido. Entretanto mirmequita tem sido produzida em granitóides que foram deformados bem depois da solidificação sem desenvolvimento de líquido. O intercrescimento quartzo vermicular e plagioclásio sódico desenvolve-se comumente no contato plagioclásio–feldspato potássico ou feldspato potássico–feldspato potássico. Pode ocorrer também em plagioclásio incluso em feldspato potássico. Nestes corpos plutônicos observam-se vários tipos de mirmequita que correspondem aos seguintes tipos de mirmequita e albita desenvolvida na borda de plagioclásios inclusos em feldspato potássico; mirmequita planar desenvolvida no plagioclásio em contato com feldspato potássico não deformado; mirmequita intergranular desenvolvida ao longo do contato de dois grãos de feldspato potássico não deformados; mirmequita bordejando mirmequita.

5.2 QUÍMICA MINERAL

Análises químicas in-situ por microsonda eletrônica foram feitas em 70 pontos selecionados das diferentes fases minerais principais. Resultados composicionais e cálculo da fórmula estrutural são apresentados em tabelas para cada mineral.

5.2.1 Anfibólio

Em total 13 dos pontos analisados nas rochas graníticas de Bananeiras, Baixio Velho e Engenho Velho, correspondem a cristais de anfibólio. Teores de óxidos totais encontram-se num intervalo entre 95,6 e 99,9%. A classificação do anfibólio e sua fórmula estrutural foram calculadas seguindo os parâmetros de Leake (1972, 1997) (tabela 5.1). Devido a que esta classificação restringe-se para conteúdo de $\text{Si} > 7,5 \text{ cpfu}$ (cátions por unidade de fórmula), $\text{Ca} > 1,6 \text{ cpfu}$ ou $\text{Al}^{\text{T}} > 0,5 \text{ cpfu}$. A fórmula estrutural foi calculada assumindo 13 cátions, excluindo Ca, Na, com 23 átomos de oxigênios, segundo a fórmula geral de Leake et al., (1997) para anfibólios $\text{AB}_2\text{V}^{\text{I}}\text{C}_5\text{IV}^{\text{IV}}\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

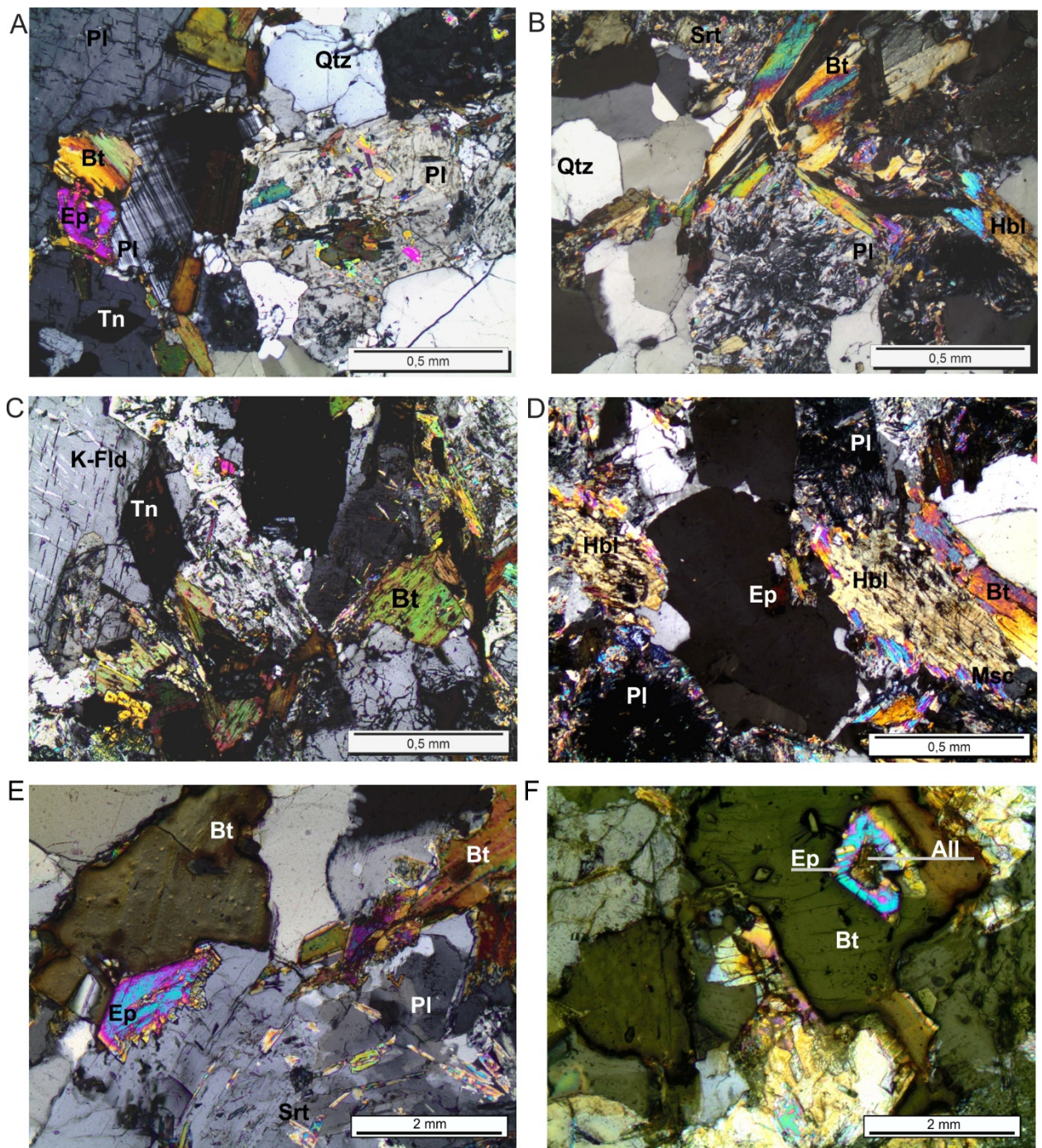


Figura 5.3. Microfotografias. **A:** cristal de plagioclásio (Pl) com macla polissintética, biotita (Bt) presente como inclusões ssubédricas, Epidoto (Ep) de alto preocroismo como núcleo de allanita; Titanita (Tn) euédrica incluída em (Pl). **B:** Moscovita (Msc) de habito placoso/micáceo sem orientação, alta birrefringência (azul); Cristal (Pl) suassuritizados, levemente sericitizado, (Bt) sim orientação e alta birrefringência; **C:** hornblenda (hbl) birrefringência cor pardo amarelo subédricos parcialmente substituída por biotito. (Ep) euédricos a subédricos incluídos em (Pl) parcialmente circundados por (Bt). **D:** (Msc) euédricos a subédricos, placoso, de alta birrefringência; (Pl) apresenta sericita e suassuriti como alteração preferencialmente em bordas. **E:** cristão subedrico de (Ep) em reação com plagioclásio e em contato eudral com biotita. **F:** cristal subedrico de epidoto com núcleo de alanita (all) incluídos em biotita.

Segundo esta classificação dos anfibólios, todas as amostras correspondem a **tschermakite** (continuaremos a denominação de hornblenda), segundo a classificação de Leake (1997) (Fig. V.4). Os resultados nesta classificação agrupa todos os resultados dentro do mesmo campo, determina uma semelhança composicional dos anfibólios. Duas amostras foram descartadas por inconsistência de dados.

Na figura 5.5, relacionam-se diferentes parâmetros e o Al com o fim de determinar a presença de substituições acopladas edenítica (S1), titano-tschermakítica (S2), ferro-tschermakítica (S3) e tschermakítica (S4) na medida que os valores de cada amostra apresentam tendências lineais.

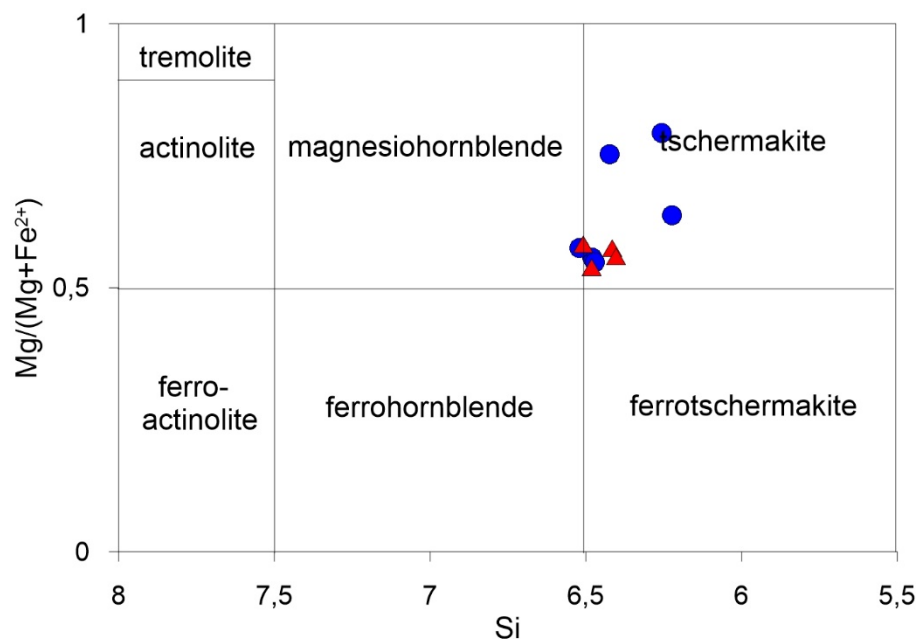
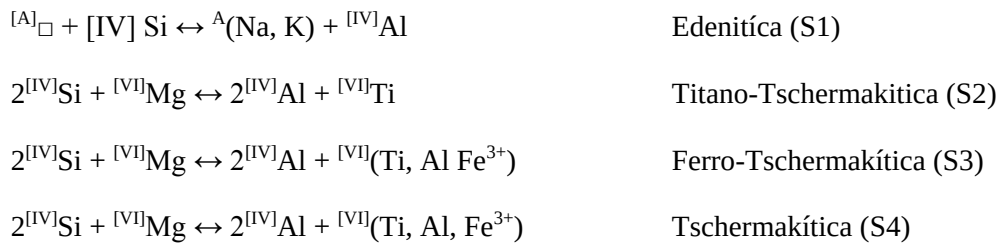


Figura 5.4. Classificação para anfibólios cálcicos segundo Leake (1997). Parâmetros do diagrama ($Ca \geq 1,50$; $(Na + K)A < 0,50$; $CaA < 0,50$). Bordas: triângulos vermelhos, Centro: pontos azuis.

Tabela 5.1. Composição química de anfibólios e sua formula estrutural calculada segundo Leake (1972, 1997).

Ponto	41	42	44	45	46	47	51	52	55	56	57	62	63
	Centro	Borba	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO ₂	41,366	49,817	42,028	43,758	44,043	42,845	43,43	43,376	43,013	43,003	52,079	43,213	42,271
TiO ₂	0,611	0,159	1,772	0,789	2,185	1,062	0,982	0,942	2,571	0,865	0,286	0,422	0,936
Al ₂ O ₃	10,884	6,553	14,66	12,481	12,163	13,314	13,017	12,663	12,191	13,684	1,943	11,896	12,762
FeO	15,872	13,741	12,995	15,466	11,314	14,757	15,693	15,611	12,061	15,638	12,657	16,026	16,213
MnO	0,431	0,317	0,171	0,211	0,092	0,143	0,209	0,41	0,25	0,165	0,312	0,342	0,369
MgO	9,833	13,192	10,759	10,12	13,084	10,003	9,632	9,721	13,177	9,53	15,64	9,994	9,361
CaO	12,02	12,158	11,222	11,576	10,78	11,593	11,729	11,841	10,693	11,539	12,526	11,586	11,229
Na ₂ O	1,134	0,901	2,027	1,178	2,063	1,71	1,48	1,487	2,037	1,723	0,194	1,26	1,387
K ₂ O	1,25	0,256	0,985	1,313	0,799	0,79	0,956	1,376	0,976	0,963	0,121	1,351	1,246
Total	95,58	99,46	99,01	99,41	99,26	98,61	99,42	99,71	99,89	99,38	98,22	98,45	98,24
Si	6,480	7,266	6,224	6,508	6,423	6,415	6,472	6,482	6,257	6,407	7,622	6,521	6,402
Al (IV)	1,520	0,734	1,776	1,492	1,577	1,585	1,528	1,518	1,743	1,593	0,335	1,479	1,598
Al (VI)	0,490	0,393	0,783	0,696	0,514	0,764	0,758	0,712	0,348	0,810	0,000	0,637	0,679
Ti	0,072	0,017	0,197	0,088	0,240	0,120	0,110	0,106	0,281	0,097	0,031	0,048	0,107
Cr	0,003	0,004	0,010	0,021	0,010	0,016	0,003	0,014	0,012	0,007	0,012	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,253	0,190	0,257	0,314	0,449	0,194	0,191	0,088	0,720	0,217	0,341	0,363	0,389
Fe ²⁺	1,826	1,486	1,353	1,609	0,931	1,653	1,764	1,863	0,748	1,731	1,208	1,660	1,664
Mn	0,057	0,039	0,021	0,027	0,011	0,018	0,026	0,052	0,031	0,021	0,039	0,044	0,047
Mg	2,296	2,868	2,375	2,244	2,845	2,233	2,140	2,165	2,858	2,117	3,412	2,248	2,113
Sum	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	2,018	1,900	1,781	1,845	1,684	1,860	1,873	1,896	1,667	1,842	1,964	1,873	1,822
Na	0,344	0,255	0,582	0,340	0,583	0,496	0,428	0,431	0,575	0,498	0,055	0,369	0,407
K	0,250	0,048	0,186	0,249	0,149	0,151	0,182	0,262	0,181	0,183	0,023	0,260	0,241
(Ca+Na) (B)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na (B)	0,000	0,100	0,219	0,155	0,308	0,140	0,127	0,104	0,328	0,158	0,036	0,123	0,165
(Na+K) (A)	0,594	0,202	0,549	0,434	0,424	0,507	0,482	0,589	0,428	0,523	0,420	0,506	0,483
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,557	0,659	0,637	0,582	0,753	0,575	0,548	0,538	0,793	0,550	0,739	0,575	0,559
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{IV})	0,341	0,326	0,247	0,311	0,466	0,203	0,201	0,110	0,674	0,211	1,000	0,363	0,364

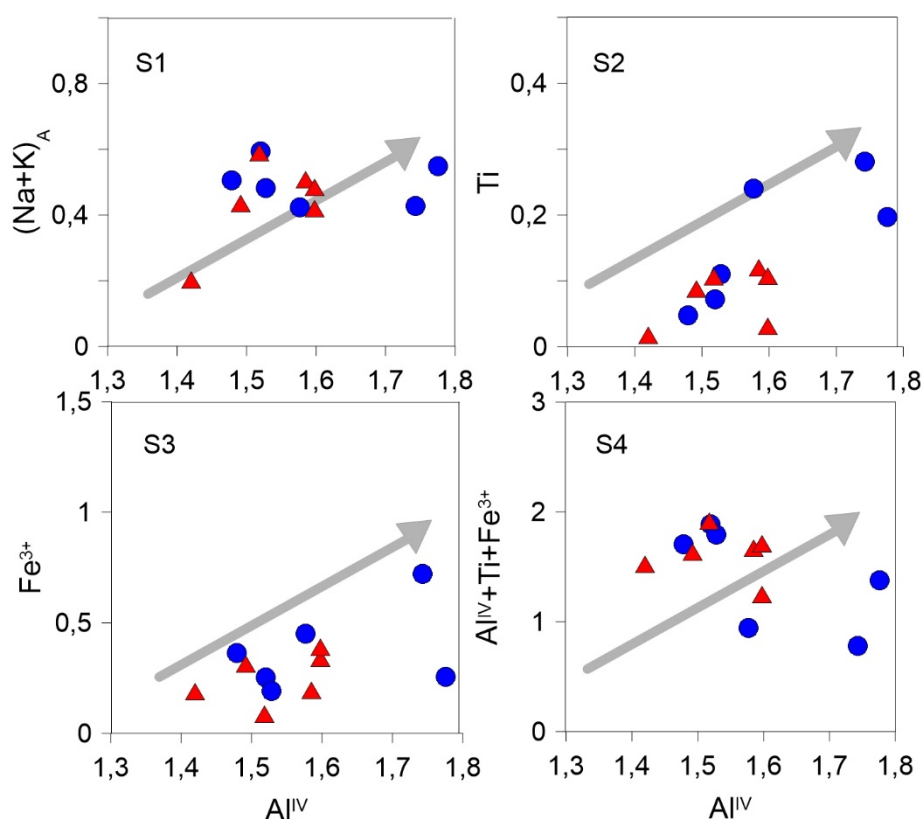


Figura 5.5. Gráficos aplicados por Vhynal. et al., (1991) para identificar possíveis substâncias acopladas: (S1) edenítica, (S2) titano-tschermakítica, (S3) ferro-tschermakítica, (S4) tschermakíta. Bordas: triângulos vermelhos, Centro: pontos azuis.

Em geral podem ser identificadas tendências lineais respeito as análises dos anfibólios, podendo-se elucidar possíveis substituições simples que participaram no processo de formação com base nos gráficos de Vhynal. et al. (1991). Os gráficos procura apresentar combinação de preferência lineal moderada entre a substituição edenítica e tschermakíticas puras. Tanto as bordas (triângulos vermelhos) como os núcleos (pontos azuis) de hornblendas, apresentam influencias lineares tanto em S2 como S3, sendo dominante a S2. Segundo os trabalhos de Vhynal et al., (1991), as tendências lineares no gráfico $^A(Na + K)$ vs $^{[IV]}Al$ que apresentam um corte no eixo do Al em zero, demonstra feições secundarias da substituição edenítica. No presente caso as amostras plotadas não mostram contato com este eixo. Ter conhecimento deste comportamento é relevante para a termobarometria dado que o caráter edenítico de substituição acoplada é favoravelmente controlado pela temperatura (Spears, 1980) e a substituição tschermakítica (incluindo S2 e S3) seria controlada pela pressão. Neste sentido as amostras de anfibólio, e em geral da suíte estudada, mostram um caráter muito favorável para a análise geotermobarométrico.

5.2.2 Biotita

A composição das biotitas encontra-se representada por 26 análises, logo de descartar seis amostras por inconsistência nos dados (Bt 23, 53, 54, 63) (tabelas 5.2 e 5.3). Estas biotitas apresentam valores de SiO_2 entre 35,6 e 48,2%, Al_2O_3 entre 11,2 e 27,8%, K_2O entre 8,12 e 10,46 e TiO_2 entre 0,9 e 2,50%, valores considerados normais. Pode-se observar nos gráficos de discriminação sugeridos por Abdel-Rahman (1994) com a utilização de óxidos maiores (FeO , MgO , Al_2O_3) (figuras 5.6 e 5.7) para biotitas de rocas ígneas cristalizadas a partir de magmas cálcio-alcálicos (C), alcalinos (A) e peraluminoso (P). Com base na classificação gráfica a composição química desta suite de biotitas sugerem foram formadas a partir de um magma calcioalcalino, concordeo com os resultados obtidos na geoquímica de elementos maiores para esta suite (seção V.4 Litogeoquímica).

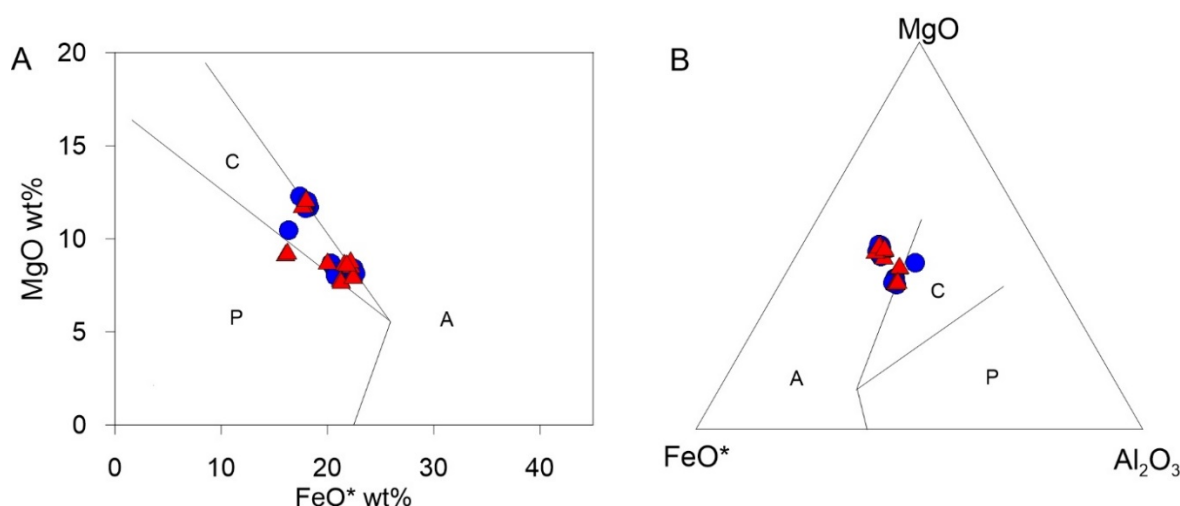


Figura 5.6. Diagrama de discriminação de magmas, apartir de análises de biotitas (Abdel-Rahman, 1994). Bordas: triângulos vermelhos, núcleos: pontos azuis.

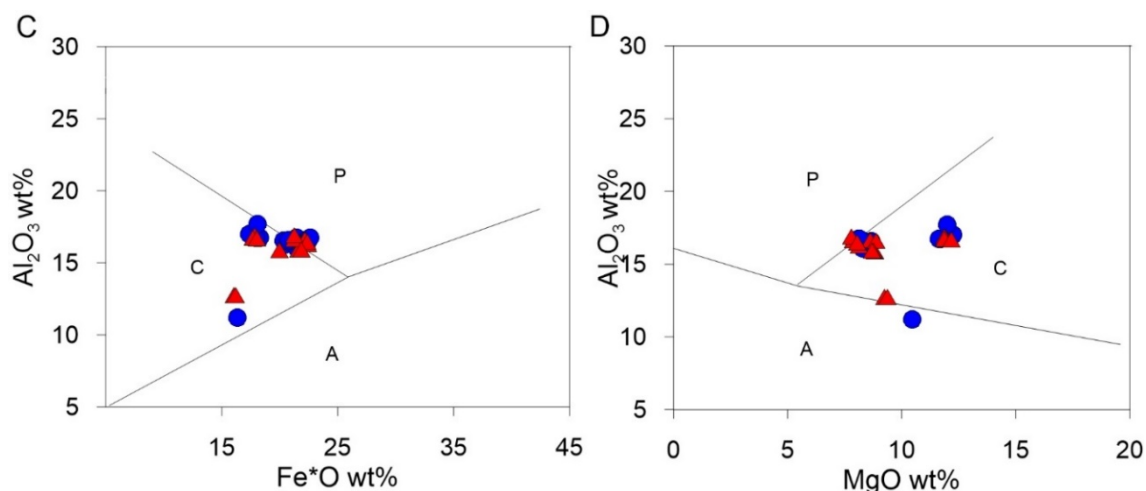


Figura 5.7. Diagrama de discriminação de magmas, apartir de análises de biotitas (Abdel-Rahman, 1994). Bordas: triângulos vermelhos, nucleo: pontos azuis.

Tabela 5.2. Composição química de biotitas e sua formula estrutural calculada segundo Tindle e Webb (1990).

Ponto	18	19	22	23	24	25	32	36	37	38	39	49	50	53	54
	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Centro	Borda	Centro	Bora	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO₂	36,26	36,63	36,74	48,17	35,31	35,78	35,84	36,7	36,39	36,96	35,91	36,51	36,87	44,3	42,01
TiO₂	1,99	1,73	1,5	0,34	2,17	1,68	1,89	1,75	1,44	1,78	1,83	1,26	1,52	0,54	2,05
Al₂O₃	16,28	15,87	16,74	27,78	16,56	16,63	16,3	16,06	16,62	16,55	15,93	16,73	16,84	11,18	12,75
FeO	20,51	19,99	21,43	4,48	22,38	22,22	22,43	21,44	22,18	20,33	21,61	18,29	17,82	16,35	16,06
MnO	0,21	0,27	0,08	0	0,24	0,28	0,32	0,19	0,29	0,3	0,34	0,18	0,24	0,35	0,31
MgO	8,52	8,82	8,09	2,55	8,28	8,62	8,13	8,29	8,87	8,66	8,74	11,71	11,92	10,46	9,25
CaO	0,05	0,13	0,05	0	0,09	0,06	0,03	0,08	0,03	0,07	0,06	0,01	0,02	11,97	10,84
Na₂O	0,05	0,05	0,04	0,18	0,02	0,07	0,07	0,02	0,09	0,06	0,04	0,05	0,06	1,2	1,67
K₂O	8,93	8,83	8,93	10,46	9,31	9,38	9,53	9,09	9,71	8,99	9,17	9,76	9,54	1,24	1,05
SrO	0,01	0	0	0,11	0	0	0	0	0,03	0	0,04	0	0	0,15	0,06
BaO	0,05	0,15	0,45	0,23	0,4	0,26	0,48	0,18	0,05	0,37	0,53	0,33	0,27	0	0
F	0,53	0,49	0,38	0,07	0,46	0,43	0,45	0,39	0,39	0,56	0,57	0,34	0,28	0,03	0
Cl	0	0,04	0,04	0	0,01	0,02	0	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0	0	0,01
Cr₂O₃	0	0,03	0	0	0,06	0,08	0	0,07	0	0,06	0,1	0,1	0,05	0,07	0,13
NiO	0,07	0,06	0	0	0,02	0	0,06	0,07	0	0,02	0	0,01	0	0,01	0
H₂O*	6,707	7,039	5,623	5,64	4,801	4,678	4,575	5,788	4,067	5,41	5,282	4,815	4,678	2,068	3,741
Total	99,8	99,8	99,8	99,9	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,9
Si	5,69	5,756	5,72	6,602	5,52	5,564	5,596	5,727	5,61	5,722	5,625	5,581	5,594	6,341	6,112
Al iv	2,31	2,244	2,28	1,398	2,48	2,436	2,404	2,273	2,39	2,278	2,375	2,419	2,406	1,659	1,888
Al vi	0,701	0,697	0,79	3,09	0,572	0,612	0,595	0,681	0,631	0,741	0,567	0,595	0,606	0,227	0,299
Ti	0,235	0,204	0,175	0,035	0,255	0,197	0,222	0,206	0,167	0,207	0,216	0,145	0,173	0,058	0,224
Cr	0	0,004	0	0	0,008	0,01	0	0,009	0	0,007	0,012	0,011	0,006	0,008	0,015
Fe	2,692	2,627	2,79	0,514	2,926	2,89	2,929	2,798	2,86	2,632	2,832	2,338	2,261	1,957	1,954
Mn	0,028	0,036	0,01	0	0,031	0,037	0,043	0,025	0,038	0,039	0,045	0,023	0,031	0,043	0,038
Mg	1,994	2,067	1,877	0,521	1,929	1,998	1,891	1,927	2,039	1,998	2,042	2,668	2,696	2,232	2,005

Ponto	18	19	22	23	24	25	32	36	37	38	39	49	50	53	54
	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Centro	Borda	Centro	Bora	Centro	Borda	Centro	Borda
Ca	0,008	0,021	0,008	0	0,016	0,009	0,006	0,013	0,004	0,012	0,01	0,002	0,003	1,836	1,689
Na	0,014	0,016	0,011	0,047	0,006	0,022	0,022	0,007	0,027	0,017	0,012	0,014	0,018	0,332	0,472
K	1,787	1,77	1,773	1,828	1,856	1,861	1,898	1,809	1,908	1,776	1,832	1,903	1,846	0,226	0,194
Sr	0,001	0	0	0,008	0	0	0	0	0,003	0	0,004	0	0	0,012	0,005
Ba	0,003	0,009	0,027	0,012	0,025	0,016	0,029	0,011	0,003	0,022	0,032	0,02	0,016	0	0
OH*	3,738	3,746	3,803	3,968	3,768	3,784	3,78	3,805	3,807	3,714	3,714	3,829	3,867	3,985	3,995
F	0,262	0,244	0,187	0,032	0,229	0,21	0,22	0,192	0,19	0,275	0,283	0,165	0,133	0,014	0,002
Cl	0	0,011	0,011	0	0,003	0,006	0	0,002	0,003	0,012	0,003	0,006	0	0,001	0,003
TOTAL	19,47	19,46	19,462	18,056	19,626	19,652	19,642	19,495	19,68	19,454	19,603	19,72	19,656	18,933	18,896
Fe/Fe+Mg	0,575	0,56	0,598	0,497	0,603	0,591	0,608	0,592	0,584	0,569	0,581	0,467	0,456	0,467	0,493

Tabela 5.3. Composição química de biotitas e sua formula estrutural calculada segundo Tindle e Webb (1990).

Ponto	58	59	60	61	63	64	65	67	68	76	77	82	83	84	85
	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO2	36,82	36,67	36,96	36,67	42,27	36,87	37,82	37,28	36,42	35,96	36,20	36,69	36,17	35,60	35,96
TiO2	1,41	1,54	0,96	0,90	0,94	1,39	1,32	2,30	1,56	1,58	1,74	1,84	2,30	2,51	1,66
Al2O3	16,72	16,90	17,00	16,73	12,76	17,70	16,69	16,51	16,64	16,53	16,91	16,58	16,47	16,74	15,90
FeO	17,91	17,83	17,39	17,67	16,21	18,10	18,02	20,74	21,26	22,49	21,27	20,79	22,39	22,65	21,84
MnO	0,04	0,23	0,21	0,26	0,37	0,07	0,15	0,40	0,37	0,29	0,22	0,25	0,35	0,12	0,35
MgO	11,63	11,87	12,26	11,85	9,36	11,99	12,18	8,19	7,88	8,40	7,78	7,99	8,05	8,15	8,71
CaO	0,03	0,04	0,05	0,04	11,23	0,06	0,05	0,08	0,10	0,02	0,06	0,11	0,01	0,06	0,02
Na2O	0,11	0,08	0,05	0,04	1,39	0,03	0,08	0,00	0,10	0,13	0,07	0,04	0,06	0,07	0,07
K2O	9,45	9,63	9,34	9,62	1,25	9,64	9,61	8,33	8,12	9,41	9,04	8,81	9,60	9,58	9,44
SrO	0,00	0,02	0,14	0,17	0,14	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,09	0,04

Ponto	58	59	60	61	63	64	65	67	68	76	77	82	83	84	85
	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
BaO	0,15	0,35	0,34	0,16	0,00	0,38	0,12	0,14	0,06	0,43	0,14	0,34	0,28	0,76	0,07
F	0,21	0,24	0,14	0,25	0,00	0,08	0,29	0,32	0,32	0,46	0,35	0,29	0,56	0,22	0,44
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,04	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
Cr2O3	0,10	0,05	0,14	0,00	0,00	0,04	0,15	0,04	0,05	0,06	0,01	0,01	0,00	0,08	0,00
NiO	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,05	0,05	0,02	0,00	0,00	0,03	0,06	0,02	0,01
H2O*	5,38	4,58	5,04	5,70	4,01	3,60	3,56	5,50	7,10	4,36	6,30	6,27	3,87	3,42	5,63
Total	99,90	99,80	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Si	5,62	5,57	5,61	5,63	6,18	5,53	5,66	5,75	5,73	5,59	5,67	5,73	5,59	5,50	5,64
Al iv	2,38	2,43	2,39	2,37	1,83	2,47	2,34	2,25	2,27	2,41	2,33	2,27	2,41	2,50	2,36
Al vi	0,63	0,60	0,66	0,66	0,37	0,66	0,61	0,75	0,81	0,62	0,79	0,78	0,59	0,55	0,58
Ti	0,16	0,18	0,11	0,10	0,10	0,16	0,15	0,27	0,18	0,19	0,21	0,22	0,27	0,29	0,20
Cr	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe	2,29	2,27	2,21	2,27	1,98	2,27	2,26	2,67	2,80	2,92	2,79	2,72	2,90	2,93	2,87
Mn	0,01	0,03	0,03	0,03	0,05	0,01	0,02	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,05	0,02	0,05
Mg	2,65	2,69	2,78	2,71	2,04	2,68	2,72	1,88	1,85	1,95	1,82	1,86	1,86	1,88	2,04
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	1,76	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
Na	0,03	0,02	0,01	0,01	0,39	0,01	0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
K	1,84	1,87	1,81	1,88	0,23	1,84	1,83	1,64	1,63	1,87	1,81	1,75	1,89	1,89	1,89
Sr	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ba	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,05	0,00
OH*	3,90	3,88	3,93	3,88	4,00	3,96	3,86	3,84	3,83	3,77	3,82	3,86	3,72	3,89	3,78
F	0,10	0,12	0,07	0,12	0,00	0,04	0,14	0,16	0,16	0,23	0,18	0,14	0,27	0,11	0,22
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TOTAL	19,64	19,68	19,66	19,70	18,94	19,67	19,64	19,30	19,37	19,66	19,48	19,41	19,60	19,64	19,65
Fe/Fe+Mg	0,46	0,46	0,44	0,46	0,49	0,46	0,45	0,59	0,60	0,60	0,61	0,59	0,61	0,61	0,58

5.2.3 Feldspato alcalino

A determinação de composição de plagioclasio foi realizada em 12 pontos entre nucleos e bordas. Sobre os resultados foram calculados as formulas estruturais ajustadas a 8 oxigenios. As amostras apresentam bons resultados exepcto duas amostras que são inconcistentes (Tabela 5.4). Os são resultados plotados na figura 5.8. As composições dos plagioclasios analisados correspondem a andesinas e outras oligoclasio sendo a composição mais sodica. Considerando as resultados graficados para nucleo e bordas. Pode-se identificar variada composição química nos cristais. Tomeo em consideração a serie normal das plagioclasas apresiaçe nucleos e bordas albitocos , igual que cristais quimicamente menos evoluídas com bordas adesiticos.

Tabela 5.4. Composição química de feldspato alcalino e sua formula estrutural calculada segundo Putirka (2008). C: nucleo, B: borda.

Ponto	29	30	31	33	34	43	48	69	70	75	80	81
	B	C	B	C	B	B	C	B	C	B	C	B
SiO2	61,19	59,95	58,75	61,28	61,98	66,84	65,20	60,84	59,79	62,65	64,33	64,67
TiO2	0,04	0,00	0,04	0,03	0,03	0,00	0,07	0,08	0,09	0,00	0,00	0,12
Al2O3	23,23	24,78	24,91	23,65	22,83	19,38	21,40	23,16	25,01	22,82	18,09	18,11
FeOt	0,04	0,05	0,09	0,04	0,11	0,02	0,06	0,06	0,05	0,02	0,06	0,03
MnO	0,02	0,01	0,00	0,05	0,05	0,02	0,04	0,00	0,09	0,02	0,03	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
CaO	5,12	6,71	7,00	5,05	4,76	0,54	2,44	5,32	6,86	4,42	0,05	0,00
Na2O	8,79	7,77	7,24	8,65	8,76	11,38	10,26	9,00	7,60	9,15	1,21	0,85
K2O	0,13	0,12	0,13	0,09	0,19	0,08	0,08	0,17	0,19	0,14	14,88	15,55
Cr2O3	0,00	0,06	0,00	0,09	0,05	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,093	0,00	0,00	0,1	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,219	0,118
H2O	1,42	0,25	1,66	0,88	1,12	1,56	0,31	1,14	0,09	0,69	0,92	0,49
Total	99,98	99,73	99,81	99,84	99,89	99,85	99,88	99,80	99,78	99,93	99,58	99,81
Si	2,75	2,68	2,67	2,74	2,78	2,97	2,88	2,73	2,67	2,79	3,00	3,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,23	1,31	1,34	1,25	1,21	1,02	1,11	1,22	1,32	1,20	0,99	0,99
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,25	0,32	0,34	0,24	0,23	0,03	0,12	0,26	0,33	0,21	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,77	0,67	0,64	0,75	0,76	0,98	0,88	0,78	0,66	0,79	0,11	0,08
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,89	0,92
An	24,17	32,06	34,53	24,26	22,86	2,53	11,57	24,40	32,92	20,91	0,25	0,00
Ab	75,08	67,25	64,72	75,20	76,09	97,03	87,97	74,69	66,01	78,33	10,96	7,64
Or	0,75	0,69	0,75	0,54	1,06	0,43	0,46	0,91	1,07	0,76	88,79	92,36

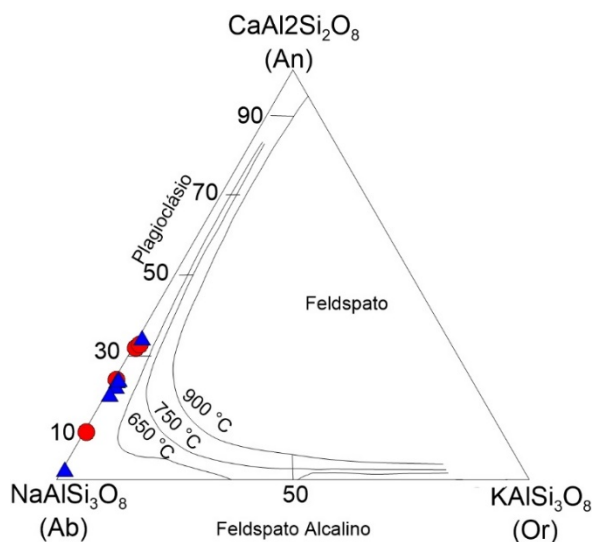


Figura 5.8. Diagrama de classificação para feldspatos alcalinos (Bordas: triângulos azuis, núcleos: pontos vermelhos). Bordas: triângulos azuis, Nucleo: pontos vermelhos.

5.2.4 Epidoto

A ocorrência de epidoto de origem magmático em plutons é uma consequência da cristalização dos corpos ígneos a grandes profundidades, onde as condições de pressão equivaleriam aproximadamente a 8 kbar (Zen e Hammarstrom, 1984; Schimidt e Thompson, 1996; Dawes e Evans, 1991). Caso controversial entre os petrologos e discutido o origem do epidoto, sendo inequívoca a ideia da cristalização deste como um mineral, de origem magmático e representando em todo caso etapas de cristalização profundas (Tulloch 1986, Moench 1986, Zen e Hammarstrom, 1986).

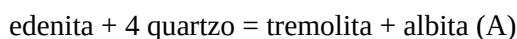
Em total foram quantificados treze amostras de epidotos, tomando como base 25 oxigênios no cálculo da sua estrutura (tabela 5.5). Os dados de microsonda indicam que os epidotos são enriquecidos em Al e Ca com teores relativamente altos com 24% de Al_2O_3 e 23% de CaO. A razão atômica $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Al}$ (conteúdo de pistacita) varia em torno de 31-35%, não consistente com os dados expostos por Tulloch (1986) para formar epidoto a partir de alteração de plagioclásio (Ps0 a Ps24), típico epidoto magmático (Ps25 a Ps29) e epidoto formado a partir de alteração de biotita (Ps36 a Ps48).. Estes resultados apresentam similaridade com os valores encontrados por Sial (1993), Sial et al. (1999), Sial et al. (2008b) e Brasilino et al. (2011) para os epidotos de terreno Cachoeirinha-Salgueiro. Liou, (1973) determinou fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$), T e pressão do fluido (P_{fluid}) usando a mistura de minerais sintéticos de epidoto a altas temperaturas e iguais proporções, demonstrando um equilíbrio na reação de epidoto (Ps 33) estabilizou-se entre os 748 °C – 5kb, 678 °C – 3kb e 635 °C – 2kb P_{fluid} , com uma $f\text{O}_2$ definida para uma associação tampão NNO.

Tabela 5.5. Composição química de epidoto e sua formula estrutural calculada segundo Brasilinho et al (2011). C: Nucleo, B: borda.

Ponto	26	27	28	35	66	71	72	73	74	78	79	86	87
	C	C	C	C	C	C	B	C	B	C	B	C	B
SiO ₂	37,9	38,2	37,7	37,0	38,0	38,3	37,9	37,9	38,0	37,8	37,7	37,7	38,2
TiO ₂	0,2	0,2	0,3	0,5	0,3	0,1	0,2	0,6	0,3	0,1	0,3	0,3	0,1
Al ₂ O ₃	24,3	23,3	24,4	23,7	23,7	24,4	24,3	24,0	23,9	23,9	23,9	24,2	24,5
FeO	10,9	11,5	10,3	10,4	11,2	10,3	11,2	10,1	10,6	10,3	10,7	10,5	10,6
MnO	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1
MgO	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	23,6	23,4	23,7	23,7	23,7	23,6	23,3	23,1	23,4	23,5	23,6	23,4	23,5
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Si	1,5	2,1	0,8	2,3	2,3	1,7	1,8	2,4	1,9	1,8	1,1	0,2	2,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Al	2,6	4,0	1,4	4,1	4,3	3,1	3,2	4,3	3,5	3,2	2,0	0,3	3,6
Fe+3	2,0	2,8	1,1	3,2	3,1	2,5	2,4	3,5	2,7	2,5	1,5	0,2	2,8
Mn	1,8	0,9	0,5	1,2	1,3	1,6	1,8	0,9	1,3	0,9	0,5	0,1	2,1
Mg	11,9	7,6	18,5	5,9	5,7	9,7	9,5	5,4	8,7	10,2	15,9	23,6	7,3
Ca	1,5	2,2	0,8	2,3	2,3	1,8	1,8	2,4	2,0	1,8	1,1	0,2	2,0
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
H	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
TOTALS	22,2	20,5	20,0	20,0	20,0	21,5	21,5	19,8	21,0	21,4	23,5	25,6	20,8
Pistacita = (Fe/(Fe+al) ×100)	32,8	31,2	34,2	33,1	31,8	34,3	32,2	34,3	33,1	33,9	33,0	33,6	33,5

5.3 GEOTERMOBAROMETRIA

A correlação linear no conteúdo de Al^T em hornblenda tem sido usado como um efetivo barômetro para rochas graníticas. As importantes contribuições nas calibrações de Al- em hornblenda publicados por (Hammarstrom e Zen, 1996; Hollister et al., 1987; Johnson e Rutherford, 1988) são as responsáveis de ter oferecido os primeiros modelos termobarométricos. Calibrações postuladas por Anderson e Smith (1995) consideram implicações de temperatura aplicados em dados experimentais de Johnson e Rutherford (1989) e Schmidt (1992). Na reiteração dos trabalhos que consideram a temperatura, Holland e Blundy (1994) centram sua atenção na contribuição de um termômetro baseado na calibração das fases plagioclásio + hornblenda traduzido nos equilíbrios:



Anderson (1996) concluiu que a calibração baseada na equação (B) da qual consegue-se valores menores de temperatura, é direcionada preferencialmente na determinação de temperaturas de outras calibrações barométricas. Apreciações dadas pela preferencial calibração termométrica (Anderson et al., 2008).

Considerando o conteúdo de Al em hornblenda como uma forte função da temperatura, e baseados na equação de Piwinskii (1975) que sugeriram o limite *solidus* $\sim 700^\circ\text{C}$ para rochas graníticas com composições típicas de plagioclásio An_{20} levando à aproximação linear: $P = 7,29 \text{ Al}^{\text{IV}} - 4,63 \text{ kbar}$. Blundy e Holland (1990) tomaram a anterior equação acoplando-a às considerações de Hammarstrom e Zen (1986) em que $\text{Al}^{\text{IV}} = 0,15 + 0,69 \text{ Al}^{\text{T}}$ conseguindo o barômetro $P = 5,03 - 3,53 \text{ kbar}$ (a 700°C).

A relação $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ em hornblenda com valores entre 0.32 e 0.49 indica alta f_{O_2} . A composição das fases máficas está diretamente relacionada à f_{O_2} . Quanto menor a f_{O_2} maior a relação $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ nas hornblendas, e por conseguinte maior o teor em Al^{T} (figura 5.9). A correlação entre Al^{T} e pressão pode ser um fator revelador de informação acerca das variações do *subsolidus* com a pressão em granitoides. Altos valores na relação $(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}))$ determinam condições de alta pressão. Enquanto os teores de Al^{T} em hornblendas entre 1.76 – 2.16 determina condições médias cálcio-alcálicas aumentando em função da pressão.

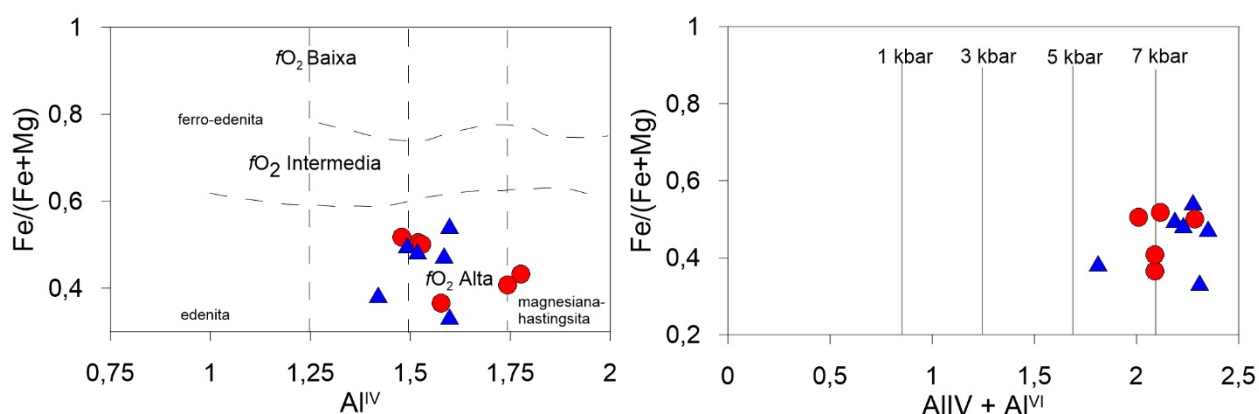


Figura 5.9. Diagrama Fe# vs Al_{total} em anfibólio mostro as possíveis pressões de cristalização para os anfibólios dos granitoides do Grupo Cachoeirinha localidade do Carmo, norte São Jose do Belmonte. Bordas: triângulos azuis, Nucleo: pontos vermelhos.

As pressões e temperaturas de cristalização foram calculadas a partir do geotermobarometro sugerido por Blundy e Holland (1990) e Holland e Blundy (1994) analisando o equilíbrio catiônico de coexistência plagioclásio - anfibólio para assembleia tampão edenita -

tremolita (edenita + 4 quartzo + albita) em paragéneses saturadas ou não em sílica. A equação do cálculo de temperatura corresponde a:

$$T = \frac{0677P - 48.98 - Y}{-0.0429 - 0.008314 \ln K} \quad K = \left(\frac{Si-4}{8-Si} \right) \cdot X \frac{Plag}{Ab},$$

Onde $Y = 0$ para $X_{ab} > 0.5$ $Y = -8.06 + 25.5 (1-X_{ab})^2$ para $X_{ab} < 0.5$

A tabela 5.6 apresenta os resultados termobarométricos para as amostras graníticas coletadas ao norte de Carmo. As pressões calculadas apresentam valores de 6,6 a 9,3 kbar para as quais estimam-se profundidades de 22 e 31 km, respectivamente. As temperaturas calculadas variam entre 721 e 765°C.

Tabela 5.6. Pressões e temperaturas de cristalização dos granitoides ao norte de Carmo, calculados a partir do geotermobarometro Al em hornblenda de Blundy e Holland (1990).

Termobarometria	41 C	44 C	45 B	46 C	47 B	51 C	52 B	55 C	56 C	63 B
Presão kbar	6,6	9,3	7,5	7,0	8,3	8,0	7,7	7,0	8,6	7,9
T °C	765	721	751	758	738	743	747	758	734	744

5.4 LITOGEOQUÍMICA

Tentando compreender a fonte e configuração de origem das rochas ígneas, numerosos autores tem aportado ao entendimento por meio de diagramas de classificação das rochas e de padrões de comportamento químico entre elementos ou óxidos. Segundo Iddings (1892), as rochas ígneas originam-se a partir de series parentais, cada uma destas series segue as mesmas características evolutivas dentro dos mesmos limites do magma parental a traves de series mais evoluídas do tipo silício. Além disso variações químicas podem ser fechadas em associações de rochas, determinando “províncias” onde as rochas ígneas têm variações e expressões que podem-se relacionar. As series são de tipos únicos, podendo ser identificadas por seus padrões evolutivos em diagramas de variação, Harker (1909) aplicou um método bem conhecido, no qual SiO₂ é plotado versus óxidos maiores indicando que os parâmetros químicos não variam independentemente e que existem coerências entre algumas duplas de elementos coeficientes que mostram forte relação. Distinções em series são também baseadas no modo de ocorrência e características mineralógicas.

Suportes experimentais da grande influência do processo de fracionamento foram aportados por Bowen (1927), considerando-o como o processo responsável pelas mudanças das series desenvolvidas. Enquanto as series foram distinguidas com características de campo e mineralógicas, as características químicas foram igualmente influentes, em particular nos

conteúdos de sílica e álcalis, feições distinguidas a traveis das mesmas series. O diagrama SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TAS), elaborado por MacDonald e Katsura (1964) para distinguir olivina basaltos alcalinos e basaltos toleíticos de Havaí, foi utilizado por Irvine e Baragar (1971) incluindo uma curva como critério para separar as rochas das series alcalinas e subalcalinas, rochas alcalinas enriquecidas em álcalis e comumente insaturadas em sílica e rochas subalcalinas saturadas a sobressaturadas em sílica. Embora a relação de sílica - álcalis não seja determinante como sistema de classificação, é necessária para entender limites nos campos das diversas nomenclaturas dos tipos de rochas que se esperaria no diagrama TAS modificado por Cox et al. (1979) para rochas vulcânicas e por Middlemost (1994) para rochas plutônicas. Irvine e Baragar (1971) propuseram o diagrama triangular AFM (Álcalis-FeOt-MgO) e definiram a subdivisão química da série de magma Subalcalina em toleítica e cálcio-alcalina. Miyashiro (1974) mostrou que as rochas ígneas plotadas num gráfico SiO_2 vs $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ seguem duas tendências diferentes, toleítica e cálcio-alcalina, considerando o enriquecimento em sílica com mínimo enriquecimento de FeO em relação ao MgO; tal parâmetro foi modificado e denominado o número Fe (Fe^*): $\text{FeOt}/\text{FeOt} + \text{MgO}$ por Frost et al. (2001) incluindo os termos ferroso e magnésiano mais apropriados para as duas tendências.

Shand (1927) baseado na concentração molar total de álcalis agrupo as rochas ígneas nos tipos: peralcalino [$\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$], peraluminoso [$\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$], e metaluminoso [$\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ mas $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] aplicada principalmente para rochas felsicas.

Peacock (1931) junto os diagramas de SiO_2 vs CaO e SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ para distinguir quatro classes químicas, baseadas no parâmetro singular de enriquecimento de SiO_2 e álcalis junto com o decrescimento de CaO , chamado álcali-cal index. A wt% em SiO_2 ao qual a curva de álcalis incrementa e encontra-se com a curva de CaO decrescendo num diagrama Harker, define as classes alcalina (álcali-cal index < 51), alcalino-cálcica (51-56), cálcio-alcalina (56-61), e cálcica (> 61). Frost et al. (2001) modifica o Álcali-cal index, MALI: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, e propõe o diagrama SiO_2 vs MALI que relaciona a composição dos feldspatos na rocha e a sua vez a fonte magmática e no qual diferenciam-se os granitoides alcalinos, alcalino-cálcicos, cálcio-alcalinos e cálcicos.

A relação dos elementos maiores no gráfico SiO_2 e K_2O aplicado por Peccerillo e Taylor (1969) considera pequenas mas significativas variações de potássio para determinar limites observados em series naturais das rochas (toleíticas, calcio-alcalinas, cálcio-alcalinas de alto K e shoshonitos). Barbarin (1999) propôs uma classificação baseado em outras classificações genéticas de granitoides, onde os tipos de granitoides peraluminosos são de origem crustal; enquanto os granitoides alcalinos, peralcalinos e “tolleíticos”, são de origem mantelico; e os

granitoides do tipo cálcio-alcalinos envolvem ambos tipos de origens, ocorrendo mistura de materiais do manto e da crosta.

Análises de fluorescência de raios X em rocha total foram efetuados para as seis amostras graníticas coletadas ao norte de Carmo, os teores de óxidos maiores são apresentados na tabela 5.7. A classificação química destas rochas é apresentada graficamente obedecendo as propostas anteriormente descritas (figura 5.10). Com teores de SiO₂ entre 60,2 e 67,27% e Na₂O+K₂O entre 4,13 e 6,71% as amostras todas correspondem a granodioritos subalcalinos no diagrama TAS. Segundo a classificação de Frost et al (2001), estes granitoides são magnesianos e cálcicos a cálcio-alcalinos; considerando o conteúdo de SiO₂ vs K₂O os granodioritos de Baixo Velho e Bananeira são cálcio-alcalinos e os de Engenho Velho cálcio-alcalinos de alto K. Segundo a classificação de Shand (1927) estes são peraluminosos, porém é evidente o caráter metaluminoso, devido à presença de biotita e anfibólio nas amostras. A mineralogia modal (biotita + anfibólio + plagioclásio (An20-50) + alanita) somada as análises litogeoquímicas permite categorizar como granodioritos cálcio-alcalinos com anfibólio (ACG) as amostras das localidades de Baixo Velho e Bananeiras e como granodioritos cálcio-alcalinos de alto K (KCG) as amostras da localidade Engenho Velho; de acordo com Barbarin (1999) a origem destes é mista com uma contribuição da crosta maior em relação à do manto nos KCG Engenho Velho, tectonicamente estes foram formados em zonas de regime de subdução a transicional de colisão continental.

Tabela 5.7. Composição química de óxidos maiores (% peso) e normativa das amostras graníticas de Baixo Velho, Bananeira e Engenho Velho.

Amostra	Baixo 1a	Baixo 1b	Baixo 2A	Baixo 2b	Baixo 2c	Enge 1a	Enge 1b	Bana 2a	Bana 2b
SiO ₂	64,01	64,25	63,13	60,2	66,98	67,27	64,09	65,16	65,61
TiO ₂	0,72	0,65	0,69	0,62	0,54	0,66	0,63	0,85	0,81
Al ₂ O ₃	17,16	16,32	17,15	16,44	17,17	17,01	19,13	17,16	17,54
Fe ₂ O ₃ T	5,93	7,1	7,2	7,21	3,48	4,21	4,04	5,5	5,44
MnO	0,09	0,08	0,07	0,08	0,03	0,08	0,08	0,06	0,06
MgO	3,42	3,58	3,38	3,69	1,74	1,32	2,23	2,59	2,43
CaO	4,62	3,1	2,6	3,91	2,64	2,75	2,56	3,43	3,73
Na ₂ O	2	2,08	3,26	2,79	3,54	2,24	2,19	2,77	2,87
K ₂ O	2,4	2,05	2,67	1,95	2,98	4,47	3,92	2,63	2,53
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,14	0,11	0,11	0,21	0,19	0,2	0,18
Quartzo (Q)	28,59	32,69	23,73	22,94	27,04	29,86	28,07	28,34	28,13
Coríndon (C)	3,21	5,35	4,5	2,89	3,58	3,99	7,08	4	3,73
Ortoclásio (Or)	14,18	12,11	15,78	11,52	17,61	26,42	23,17	15,54	14,95
Albite (Ab)	16,92	17,6	27,59	23,61	29,95	18,95	18,53	23,44	24,29
Anortita (An)	22,01	14,53	11,98	18,68	12,38	12,27	11,46	15,71	17,33
Hipersteno (Hy)	8,52	8,92	8,42	9,19	4,33	3,29	5,55	6,45	6,05
Ilmenita (Il)	0,19	0,17	0,15	0,17	0,06	0,17	0,17	0,13	0,13
Apatito (Ap)	0,32	0,3	0,32	0,25	0,25	0,49	0,44	0,46	0,42

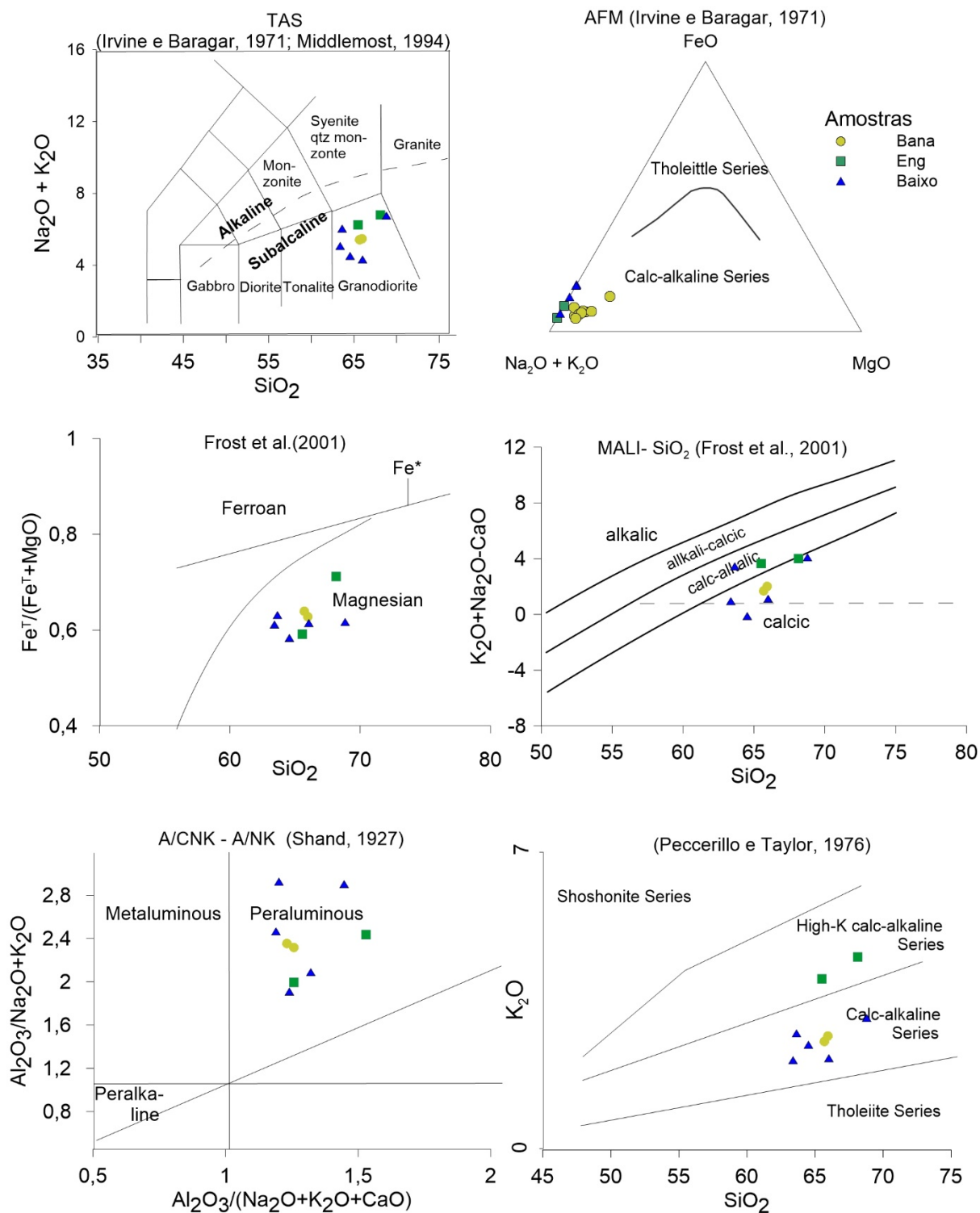


Figura 5.10. Classificação litogeoquímica das amostras graníticas de Baixo Velho, Bananeiras e Engenho Velho.

6 DISCUSSÕES

6.1 CONTEXTO GEOLÓGICO E CRONOLÓGICO

No Domínio Zona Transversal da Província Borborema, o Complexo Riacho Gravatá (CRG - SRG) é limitado pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo separando-o ao noroeste do Grupo Cachoeirinha (TCS), sua justaposição é interpretada pela colagem de terrenos alóctones durante o evento tectônico contraccional correlacionado à Orogenia Brasileira do Neoproterozoico (Medeiros, 2004). Ambas unidades de origem vulcanosedimentar e de baixo grau metamórfico são constituídas principalmente por metapelitos, metapsamitos (metarritmitos) e metaconglomerados com intercalações de metavulcânicas, mármore e formações ferríferas. O CRG com grande contribuição de material vulcânico, registra um evento extensional de formação de bacia, o qual é relacionado a uma zona próxima de magmatismo de arco (Kozuch, 2003); dados isotópicos U-Pb em zircão de rochas metavulcânicas deste complexo fornecem idades de cristalização entre 986 ± 19 e 964 ± 17 Ma (Toniano), coincidindo com o evento de caráter orogênico Cariris Velhos do Nordeste do Brasil (Santos et al. 2010, referências nele contidas). O Grupo Cachoeirinha, de acordo com Medeiros e Jardim de Sá (2009) corresponde a uma sequência metaturbidítica dividida em Formação Santana dos Garrotes (unidade basal) e Formação Serra Olho d'Água (unidade superior), depositadas numa bacia de retroarco provavelmente colisional e associada à formação do arco vulcânico neoproterozoico. A idade de deposição da Formação Santana dos Garrotes tem sido estimada a partir de datação U-Pb em zircão de metavulcânicas entre 661 ± 4 e 624 ± 3 Ma (Criogeniano-Ediacarano) (Kozuch, 2003; Medeiros, 2004). Uma importante característica e evidência da Orogenia Brasileira na região é a abundância de plutons graníticos intruindo ao longo do limite entre o SRG e o TCS, principalmente na Formação Santana dos Garrotes. Tais granitoides de associação de magma cálcio-alcálico (CA) com epidoto magmático, tem sido datados entre 650 e 620 Ma como formados numa configuração de arco magmático (Brito Neves et al., 2003, 2014; Ferreira et al., 2004; Sial et al., 2008; Sial e Ferreira, 2015).

6.2 ALTERAÇÃO PÓS-DEPOSICIONAL E CONFIABILIDADE DAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE C

Antes de estabelecer correlações estratigráficas a partir de isótopos de Carbono, as possibilidades alternas para a variabilidade isotópica devem ser exploradas (Kah et al 1999). A interação entre a rocha carbonática e a água intersticial no curso da diagênese, dolomitização e metamorfismo, tipicamente levam a um incremento das concentrações de Mn e Fe e a redução da concentração de Sr, assim como a um empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Frimmel 2010, Kah et al 1999). Em sucessões carbonáticas proterozoicas, o problema da alteração pós-deposicional é agravado pelo fato de ter experimentado ao menos baixo grau de metamorfismo, no caso do presente estudo tanto o CRG meso a neoproterozoico como o Grupo Cachoeirinha neoproterozoico, apresentam metamorfismo de baixo grau. Os mármore calcíticos do Grupo Cachoeirinha (seções Pedreira e Oiti) com valores Mn/Sr entre 0,8 e 2,9 na sua maioria menores de 2, são considerados inalterados a pouco alterados, ao igual os mármore dolomíticos do Complexo Riacho Gravatá os quais apresentam razões Mn/Sr < 1. De acordo com Kaufman e Knoll (1995) os carbonatos com valores Mn/Sr < 10 geralmente retêm composições isotópicas primárias de C, embora Frimmel (2010) considera os carbonatos com razões Mn/Sr < 2 como inalterados. A covariação isotópica ou a falta desta entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ é também chave para determinar a alteração diagenética (Sial et al., 2015b). Os carbonatos das seções Pedreira e Oiti do Grupo Cachoeirinha apresentam covariação nula ($r^2=0,03$) e moderada ($r^2=0,5$), respectivamente; enquanto os carbonatos do CRG carecem de covariação com $r^2<0,01$. Este parâmetro suporta a interpretação de carbonatos inalterados a pouco alterados de composições isotópicas de Carbono primárias, as quais podem ser consideradas confiáveis para datação através de correlação estratigráfica.

6.3 CORRELAÇÃO QUIMIOESTRATIGRÁFICA DE ISÓTOPOS DE C, ETR E DETERMINAÇÃO DE CONDIÇÕES AMBIENTAIS

O objetivo final do estudo quimioestratigráfico é avaliar alterações químicas e isotópicas no oceano global ao longo do tempo, e correlacionar estas alterações com eventos causais potenciais. As unidades metavulcanosedimentares Complexo Riacho Gravatá e Grupo Cachoeirinha, estudadas na presente dissertação, podem agora ser interpretadas dentro do contexto do amplo registro de C do Proterozóico. Para efeitos de correlação cronoestratigráfica, as curvas de variação de $\delta^{13}\text{C}$ compiladas por Kah et al. (1999) e Halverson et al. (2010b) foram integradas na figura 4.1, dando continuidade assim ao registro da Era Neoproterozoica.

A seção Barro do CRG, composta principalmente por mármore dolomíticos, apresenta uma composição isotópica com $\delta^{13}\text{C}$ de -2,8 a -0,7‰ e valor médio de ~ -2‰. Nas proximidades

do presente estudo, região central do Domínio Zona Transversal da Província Borborema, Silva et al. (2005) construíram a curva de variação de $\delta^{13}\text{C}$ da sequência carbonática do Complexo São Caetano (CSC), contíguo, em parte contemporâneo e associado ao CRG no Terreno Alto Pajeú. Posterior a passagem Mesoproterozoico - Neoproterozoico uma rápida excursão negativa de $\sim -2\text{‰}$ caracteriza os carbonatos do CSC. Tanto os carbonatos do CRG como os carbonatos do CSC são correlacionáveis com seções de idade Esteniano (Mesoproterozoico) – Toniano (Neoproterozoico), como a porção superior da Formação Sukhaya Tunguska do Grupo Turukhansk na Sibéria, para a qual Knoll et al. (1995) e Bartley et al. (2001) reportam valores similares em sedimentos radiometricamente restritos.

Da Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha, os mármores calcíticos nas localidades de Pedreira e Oiti registram valores médios de $\delta^{13}\text{C}$, de $+4,9\text{‰}$ e $+4,1\text{‰}$, respectivamente. Ao Norte da Zona de Cisalhamento de Patos, Domínio Norte da Província Borborema, carbonatos criogenianos da Formação Jucurutu apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ empobrecidos (-12 a -5‰) na sua base em contato com BIF associados, e para o topo são enriquecidos variando de $+5$ a $+10\text{‰}$ (Sial et al. 2015). Ambas sucessões do Nordeste do Brasil podem ser correlacionáveis com os carbonatos interglaciais de idade Criogeniano do Grupo Otavi em Namíbia, o qual apresenta valores de $\sim +5\text{‰}$ antecedendo a anomalia negativa (-2 a -5‰) associada aos depósitos glaciais Ghaub (Hoffman et al. 1998).

A evolução secular na composição isotópica de carbono de carbonatos marinhos ($\delta^{13}\text{C}$), que se assemelha bastante àquela do carbono inorgânico dissolvido (CID) nos oceanos, é o reflexo da influência de diferentes fatores, incluindo a composição isotópica do carbono entrando ao sistema oceano-atmosfera, ao fracionamento médio entre o CID e a matéria orgânica (MO) em sedimentos marinhos ($\delta^{13}\text{C}$), e a fracção total de carbono removido do mar como MO (Kump e Arthur, 1999). Valores de $\delta^{13}\text{C}$ enriquecidos tem sido atribuídos a períodos de atividade tectônica intensa durante os quais o acréscimo no soterramento de MO levou a níveis de alta oxigenação no oceano e na atmosfera, assim como a eventos de grande diversificação biológica (Des Marais, 1997). De acordo com Lindsay e Brasier (2000, 2002) estes valores são esperados em períodos de extensa subdução de placas sedimentares ricas em carbono orgânico (CO) e fechamento de oceanos pela remoção do CO. Pelo contrário, valores baixos de $\delta^{13}\text{C}$ estão associados a períodos de tectonismo estável, em que há menor soterramento de CO contribuindo à oxidação de MO rica em ^{12}C disponível na crosta e sua incorporação no sistema do oceano (Kah et al., 1999; Bartley et al. 2001). Valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos podem também ser esperados durante períodos de rifteamento e expansão do oceano, assim como durante a ocorrência de superplumas do manto, nas quais CO_2 vulcânico empobrecido em ^{13}C é liberado à água do oceano (Lindsay e Brasier, 2000, 2002). Os carbonatos empobrecidos em ^{13}C do CRG de idade Toniano, provavelmente depositados numa bacia em formação e expansão, podem assim ser explicados em função do

arcabouço extensional em que foram depositados. O contexto de deposição contraccional atribuído à Formação Santana dos Garrotes suporta a interpretação de carbonatos enriquecidos ($\delta^{13}\text{C} = \sim 4\text{‰}$) como produto da remoção de MO rica em ^{12}C através de subdução.

O padrão de ETRY característico do oceano tem sido registrado através do tempo pelos sedimentos hidrogenéticos (Bau e Dulski, 1996b; Van Kranendonk et al., 2003; Bolhar et al., 2004). Normalizado em relação ao folhelho, o padrão de ETRY marinho apresenta empobrecimento geral dos ETR leves (ETRL) em relação aos ETR pesados (ETRP), anomalias positiva de La e negativa de Ce, assim como razões elevadas de Y/Ho (Lawrence e Kamber 2006). Os mármorees do CRG mostram padrões ETRY leve a moderadamente fracionados com anomalia negativa de Ce pouco significativa devido à abundância anômala de La (tanto $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ como $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_n \approx 1$), anomalia de Eu negativa na base e leve a moderadamente positiva nos mármorees sobrepostos. Os mármorees da Formação Santana dos Garrotes apresentam padrões ETRY pouco fracionados e anomalia negativa de Ce. As razões $\text{Y}/\text{Ho} > 27$ em ambas unidades indicam anomalias positivas de Y, característica da sua origem marinha. O desenvolvimento de anomalias de Ce parece ser restrito a ambientes oxidantes de alta capacidade de formação complexa, e assim a ocorrência de anomalias negativas de Ce podem ser usadas para argumentar em favor da presença de águas superficiais oxidantes durante o tempo de deposição (Towe 1991, Bau e Dulski 1996), de acordo a este raciocínio sugere-se condições ambientais levemente redutoras durante a deposição dos carbonatos do CRG e um ambiente de deposição oxidante para os carbonatos da Formação Santana dos Garrotes. Respeito à ocorrência da anomalia positiva de Eu observada a partir da porção média do lente de mármore do CRG, esta suporta uma influência hidrotermal durante sua precipitação. De acordo com Kato et al (2006), mesmo uma contribuição trivial de fluidos hidrotermais submarinhos pode ser detectada como anomalia deste elemento, devido a que os fluidos hidrotermais têm fortes anomalias positivas Eu/Eu^* e teores de Eu muito maiores do que água do mar. Os sedimentos marinhos de Fe-Mn de origem hidrogenética usualmente mostram alta abundância de ETRY e padrões normalizados com anomalia positiva de Ce e negativa de Y, enquanto os hidrotermais comumente mostram menor abundância de ETRY, presença ou não de anomalia negativa de Ce e anomalia positiva de Y (Bau e Dulski 1994). As rochas do BIF da Formação Santana dos Garrotes com padrões ETRY enriquecidos em ETRP, anomalia positiva de Ce e negativa de Y, favorecem uma interpretação de origem hidrogenética preferencial para esta sucessão de estratos ferríferos, embora a ocorrência anômala de Eu em alguns níveis permite inferir uma influência hidrotermal.

6.4 PETROLOGIA DE GRANITOIDES

Os tonalitos-granodioritos cálcio-alcálinos metaluminosos estudados ao norte de Carmo, Pernambuco, apresentam fácies mineralógicas essenciais que correspondem a quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio. O epidoto representa uma fase acessória importante nestes granitoides, já que suas relações texturais permitem sugerir uma origem magmática. De acordo com Sial (1990) e Schmidt e Polo (2004) a ocorrência de epidotos zonados com núcleos de allanita, cristais de epidoto euédricos a subédricos as vezes geminados inclusos ou parcialmente circundados em biotita, ou como cristais embaiados ou vermiculares inclusos em plagioclásio, indicam sua origem magmática. Embora, o conteúdo de pistacita ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Al} = 31\text{-}35\%$) não é muito concluinte, estando fora dos intervalos estabelecidos por Tulloch (1986) para epidoto formado a partir de alteração de plagioclásio (Ps0 a Ps24), típico epidoto magmático (Ps25 a Ps29) e epidoto formado a partir de alteração de biotita (Ps36 a Ps48). A ocorrência de epidoto de origem magmático em plutons é uma consequência da cristalização dos corpos ígneos a grandes profundidades, onde as condições de pressão equivaleriam aproximadamente a 8 kbar (Zen e Hammarstrom, 1984; Schimidt e Tompson, 1996; Dawes e Evans, 1991). Utilizando o geotermobarometro anfibólio-plagioclásio sugerido por Blundy e Holland (1990) e Holland e Blundy (1994), as pressões calculadas para os granitoides do norte de Carmo apresentam valores de 6,6 a 9,3 kbar para as quais estimam-se profundidades de 22 e 31 km, respectivamente; as temperaturas calculadas variam entre 721 e 765°C. Os dados resultantes no presente estudo são consistentes com as pressões estimadas por Sial (1993) e Sial et al. (1999) para granitoides do TCS como Boa Ventura, Emas, Riacho Santo Antonio e Brejinho, com intervalo de 6 a 9 kbar. As composições médias de plagioclásio e as composições de anfibólios coexistentes nesses plutons, fornecem temperaturas de 680 a 810°C. De acordo com Barbarin (1999), a mineralogia modal (biotita + anfibólio + plagioclásio (An20-50) + allanita) somada as análises litogeoquímicas que categoriza como granodioritos cálcio-alcálinos com anfibólio (ACG) as amostras das localidades de Baixo Velho e Bananeiras e como granodioritos cálcio-alcálinos de alto K (KCG) as amostras da localidade Engenho Velho permitem inferir uma origem mista com uma contribuição da crosta maior em relação à do manto nos KCG Engenho Velho, tectonicamente estes foram formados em zonas de regime de subdução a transicional de colisão continental.

7 CONCLUSÕES

Baseados no comportamento geoquímico das rochas carbonáticas, ferríferas e graníticas neoproterozoicas do Terreno Cachoeirinha-Salgueiro estudadas ao nordeste do povoado de Carmo, São José de Belmonte, pode-se concluir o seguinte:

- Os lentes de mármore da Formação Santana dos Garrotes estudados nas localidades de Pedreira e Oiti, foram provavelmente depositados no Criogeniano médio a tardio (660 – 635 Ma) num ambiente levemente oxigenado. Para a formação ferrífera bandada associada OitiFe, interpreta-se uma origem hidrogenética, dominante na sucessão, com influência hidrotermal na base desta.
- O lente de mármore Barro próximo ao contato litológico entre o Grupo Cachoeirinha e o Complexo Riacho Gravatá pertence a este último de idade Esteniano-Toniano, afirmação apoiada pela correlação quimioestratigráfica de isótopos de C com valor médio de $\sim -2\%$ de $\delta^{13}\text{C}$ que corresponde a anomalia negativa registrada no Toniano. Infere-se então que o lente de mármore Barro foi depositado entre ca 990 – 960 Ma num ambiente de condições levemente redutoras com aporte de fluido hidrotermal.
- Os granitoides intruídos no Grupo Cachoeirinha ao norte de Carmo correspondem a granodioritos cálcio-alcalinos (localidades Baixo Velho e Bananeira) e cálcio-alcalinos de alto K (Engenho Velho). De origem mista, estes consideram-se tectonicamente formados numa zona de regime de subdução a transicional de colisão continental e sua cristalização ocorreu a pressões entre 6,6 e 9,3 kbar, temperaturas entre 721 e 765°C e uma profundidade entre 22 e 31 km.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A.-F., 1994. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous Magmas. *J. Petrol.* **35**: 525–541.
- Abrams, M., 1984. Recent developments in lithologic mapping using remote sensing data. *Bur. Rech. Geol. Minieres* **82**: 177 – 189.
- Abrams, M.J., Brown, D., Lepley, L., Sadowski, R., 1983. Remote sensing for porphyry copper deposits in southern Arizona. *Econ. Geol.* **78**: 591 – 604.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R. a., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Rev.* **17**: 1–29.
- Al-Shumaimri, M.S., 2012. Application of digital image processing techniques to geological and geomorphological features of Southwest Jordan. *J. Geogr. Geol.* **4**: 41–48.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M. a., Santos, R. V., Brod, E.R., Gioia, S.M.C.L., Sial, A.N., Dantas, E.L., Ferreira, V.P., 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Res.* **13**: 469–479.
- Amer, R., Kusky, T., Reinert, P.C., Ghulam, A., 2009. Image processing and analysis using Landsat ETM+ imagery for lithological mapping at Fawakhir, Central Eastern Desert of Egypt. In: *ASPRS 2009 Annual Conference*. Baltimore, Maryland.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., 2008. Thermometers and Thermobarometers in Granitic Systems. *Rev. Mineral. Geochemistry* **69**: 121–142.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.* **80**: 549–559.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* **46**: 605–626.
- Barbosa, O., 1970. Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. *DNPM*.
- Bartley, J., Semikhatov, M., Kaufman, A., Knoll, A., Pope, M., Jacobsen, S., 2001. Global events across the Meso-Neoproterozoic boundary: C and Sr Isotopic evidence from Siberia. *Precambrian Res* **111**: 165–202.
- Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Res.* **79**: 37–55.
- Bertrand, J.M., Jardim de Sá, E.F., 1990. Bertrand, J.M., Jardim de Sá, E.F. 1990. *Can. J. Earth Sci.* **27**: 1382 – 1393.
- Bittar, S.M., 1998. Faixa Piancó-Alto Brígida: Terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. Tese de doutorado, Instituto de Geociências,

Universidade de São Paulo.

Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **104**: 208–224.

Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., 2004. Characterisation of early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* **222**: 43–60.

Bowen, N.L., 1927. The origin of ultrabasic and related rocks. *Am. J. Sci.* **14**: 89–108.

Brasilino, R.G., Sial, a. N., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., 2011. Bulk rock and mineral chemistries and ascent rates of high-K calc-alkalic epidote-bearing magmas, Northeastern Brazil. *Lithos* **127**: 441–454.

Brito Neves, B. de, 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Brito Neves, B. de, Schmus, W.R. Van, Santos, E. dos, Neto, M., Kozuch, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geociencias* **25**: 279–296.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151–182.

Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Santos, E.J., 2003. Idades U-Pb em Zircão de Alguns Granitos Clássicos da Província Borborema. *Geol. USP, Série Cient.* **3**: 25–38.

Brito Neves, B.B. De, Fuck, R.A., 2014. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Res.* **244**: 75–86.

Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geol. Soc. Am. Spec.* **230**: 145 – 158.

Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M.H., Vauchez, A., 1991. Crustal Evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: *Dallmeyer, R.D., Lécroché, J.P. (eds.), The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer, Berlin, pp. 373–397.

Campos Neto, M.C., Bretas Bittar, S.M., Brito Neves, B.B., 1994. Domínio tectônico Rio Pajeú - Província Borborema. *Bol. Resumos Expand. Floresta-PE SBG*, 221 – 222.

Chander, G., Markham, B.L., Helder, D.L., 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sens. Environ.* **113**: 893–903.

Chilingar, G. V., 1960. Classification of Carbonate Rocks on Basis of Chemical Composition: notes. *J. Sediment. Petrol.* **1**: 157–158.

Corsetti, F., Kaufman, A., 2003. Stratigraphic investigations of carbon isotope anomalies and Neoproterozoic ice ages in Death Valley, California. *Geol. Soc. Am.* **115**: 916–932.

Cox, K., Bell, J., Pankhurst, R., 1981. The Interpretation of Igneous Rocks, *Mineralogical Magazine*.

Dawes, R.L., Evans, B.W., 1991. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* **103**: 1017–1031.

Derry, L. a, Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**: 1317–1329.

- Ferreira, C., Santos, E., 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE, Folha SC.24-Z. Escala 1:500.000. CPRM
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F., 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **11**: 439–455.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the transversal zone, northeastern Brazil. In: Mantesso-Neto, V., Batorelli, A., Carneiro, C., Brito Neves, B. (eds), *Evolução Da Obra de Fernando Flávio de Almeida*, p. 190–201.
- Figueiredo, D., 2005. Conceitos Básicos de Sensoriamento Remoto. Disponível em: http://www.conab.gov.br/conabweb/download/SIGABRASIL/manuais/conceitos_sm.pdf
- Frimmel, H.E., 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Res.* **182**: 239–253.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42**: 2033–2048.
- Gani, N.D., Abdelsalam, M.G., 2006. Remote sensing analysis of the Gorge of the Nile, Ethiopia with emphasis on Dejen–Gohatsion region. *J. African Earth Sci.* **44**: 135–150.
- Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E., 2010. The Neoproterozoic and Cambrian: a time of upheavals, extremes and innovations. In: Gaucher, C., Sial, A., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (eds.), *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on Southwestern Gondwana*. Elsevier, pp. 3–11.
- Gaucher, C., Sial, A.N., Frei, R., 2015. Chemostratigraphy of Neoproterozoic banded iron formation (BIF): types, age and origin. In: Ramkumar, M. (ed.), *Chemostratigraphy: concepts, techniques and applications*. Amsterdam, p. 433–449.
- Ghulam, A., Reda, A., Kusky, T.M., 2010. Mineral Exploration and Alteration Zone Mapping in Eastern. In: ASPRS 2010 Annual Conference. San Diego.
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N., 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geol. Soc. Am. Bull.* **117**: 1181.
- Halverson, G.P., Hurtgen, M.T., Porter, S.M., Collins, A.S., 2010a. Neoproterozoic-Cambrian biogeochemical evolution. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (eds.), *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on Southwestern Gondwana*. Elsevier, pp. 351–365.
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M., 2010b. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Res.* **182**: 337–350.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* **71**: 1297–1313.
- Harker, A., 1909. Natural History of Igneous Rocks. Methuen, London 384 pp.
- Harris, J.R., Schetselaar, E.M., Lynds, T., Kemp, E.A., 2008. Philosophy of Remote Predictive Mapping. In: Harris, J.R. (ed.), *Remote Predictive Mapping: An Aid for Northern Mapping*. Geological Survey of Canada, Ottawa, pp. 5–23.
- Hayes, J.M., Strauss, H., Kaufman, A.J., 1999. The abundance of in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.* **161**: 103–125.
- Hibbard, M.J., 1979. Myrmekite as a marker between pre-aqueous and post-aqueous phase

saturation in granitic Systems. *Geol. Soc. Am. Bull.* **90**: 1047–1062.

Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole e plagioclase thermometry. *Contrib. Miner. Pet.* **116**: 433, 447.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H.& Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.* **72**: 231–239.

Iddings, J.P., 1892. Origin of igneous rocks. Bulletin of the Philosophical Society of Washington.

Irvine, T.N., Baragar, W.R. a., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.* **8**: 523–548.

Jacobsen, S.B., Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of neoproterozoic seawater-comment. *Chem. Geol.* **162**: 37–57.

Jensen, J.R., 1996. Introductory digital image processing: *A remote sensing prospective*. 2nd ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* **17**: 837–841.

Jones, D.S., Maloof, A.C., Hurtgen, M.T., Rainbird, R.H., Schrag, D.P., 2010. Regional and global chemostratigraphic correlation of the early Neoproterozoic Shaler Sueprgroup, Victoria Island, Northwestern Canada. *Precambrian Res.* **181**: 43–63.

Kah, L.C., Sherman, A.G., Narbonne, G.M., Knoll, A.H., Kaufman, A.J., 1999. d13C stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Islands, Canada: implications for regional lithostratigraphy correlations. *Can. J. Earth Sci.* **36**: 313–332.

Kato, Y., Yamaguchi, K., Ohmoto, H., 2006. Rare earth elements in Precambrian banded iron formation: secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen. *Geol. Soc. Am.* **198**: 269–289.

Kaufman, a J., Knoll, a H., Narbonne, G.M., 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* **94**: 6600–6605.

Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Awramik, S.M., 1992. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Tindir Group, northwestern Canada, as a test case. *Geology* **20**: 181.

Kaufman, A.J., Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res.* **73**: 27–49.

Knoll, a H., Hayes, J.M., Kaufman, a J., Swett, K., Lambert, I.B., 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature* **321**: 832–838.

Knoll, A., Walter, M., 1992. Lastest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature* **356**: 673–677.

Kozuch, M., 2003. Isotopic and trace element geochemistry of Early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing to tectonic setting. PhD thesis, Department of Geology, University of Kansas, p. 199.

Kozuch, M., Bittar, S., Van Schmus, W.R., 1997. Late proterozoic and middle neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of Borborema Province, Brazil. SBG, Simp. Geol. Nord.

Kump, L.R., Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic

matter. *Chem. Geol.* **161**: 181–198.

Kump, L.R., Junium, C., Arthur, M.A., Brasier, A., Fallick, A., Melezhik, V., Lepland, A., CCRne, A.E., Luo, G., 2011. Isotopic Evidence for Massive Oxidation of Organic Matter Following the Great Oxidation Event. *Science* **334**: 1694–1696.

Lawrence, M.G., Kamber, B.S., 2006. The behaviour of the rare earth elements during estuarine mixing-revisited. *Mar. Chem.* **100**: 147–161.

Leake, B., 1972. Garnetiferous striped amphibolites from Connemara, Western Ireland. *Mineral. Mag.* **38**: 298.

Leake, B.E.C., Secretary, A.R.W., Arps, C.E.S., A, M.C.G.U.S., Canada, J.D.G., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Canada, J.A.M., Maresch, W. V, Schumacher, J.C., France, D.C.S., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W., 1997. Nomenclature of amphiboles : report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. *Am. Mineral.* **82**: 1019–1037.

Liou, J.G., 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Jour. Pet.* **14**: 381–413.

Magaritz, M., Holser, W., Kirschvink, J., 1986. Carbon-Isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. *Nature* **320**: 258–259.

Markham, B.L., Chander, G., Morfitt, R., Hollaren, D., Mendenhall, J.F., Ong, L., 2005. Radiometric processing and calibration of EO-1 Advanced Land Imager data. In: Pecora 16 “Global Priorities in Land Remote Sensing.” Sioux Falls.

McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral. Geochemistry* **21**: 169–200.

Medeiros, V.C., 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínioda Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de doutorado em geodinâmica e geofísica, Universidade Federal de Rio Grande do Norte, p. 160.

Medeiros, V.C., Jardim de Sà, E.F., 2009. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil): redefinição e proposta de formalização. *Rev. Geologia* **22**: 124 – 136.

Medeiros, V.C., Medeiros, W.E., Jardim de Sà, E.F., 2011. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM+ e aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da porção central do Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. *Rev. Bras. Geociências* **29**: 83–97.

Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma Igneous Rock System. *Earth-Science Rev.* **37**: 215–224.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Anal. Chem.* **274**: 321–355.

Moench, R., 1986. Comment on “Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of north- western North America” and “Magmatic epidote and its petrologic significance.” *Geology* **14**: 187–188.

Nance, W., Taylor, S., 1976. Rare earth element patterns and crustal evolution—I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**: 1539–1551.

Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.* **283**: 993–1033.

Pelechaty, S.M., Kaufman, A.J., Grotzinger, J.P., 1996. Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy for intrabasinal correlation: Vendian strata of northeast Siberia. *Bull. Geol. Soc. Am.* **108**: 992–

1003.

Peña, S. a., Abdelsalam, M.G., 2006. Orbital remote sensing for geological mapping in southern Tunisia: Implication for oil and gas exploration. *J. African Earth Sci.* **44**: 203–219.

Perrotta, M.M., 2005. Processamento digital básico de imagens de sensores remotos ópticos para uso em mapeamento geológico. http://www.cprm.gov.br/publique/media/process_digital.pdf

Pettijohn, F.J., 1957. *Sedimentary Rock*, Second. ed. Harper and Brothers, New York.

Phillips, E.R., 1974. Myrmekite-one hundred years later. *Lithos* , **7**: 181–194.

Piwoński, A.J., 1975. Experimental studies of granitoid rocks near the San Andreas fault zone in the Coast and Transverse Ranges and Mojave Desert, California. *Tectonophysics* **25**: 217–231.

Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Rev. Mineral. Geochemistry* **69**: 61–120.

Rajendran, S., Nasir, S., 2014. ASTER spectral sensitivity of carbonate rocks - Study in Sultanate of Oman. *Adv. Sp. Res.* **53**: 656–673.

Sabins, F.F., 1987. Remote sensing: *Principles and interpretation*. W.H. Freeman & Co., New York.

Sabins, F.F., 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geol. Rev.* **14**: 157 – 183.

Sabins, F.F., 1997. Remote Sensing: *Principles and interpretation*. W.H. Free. company, 494.

Santos, J.O.S., Silva, L.C., De, F.M.S.G., Macambira, M.J.B., 1997. Pb-Pb single crystal, evaporation isotopic study on the post- tectonic, sub-alkalic, A-type Moderna granite, Mapuera intrusive suite, State of Roraima, northern Brazil. In: *SBG, Symp. Granites Assoc. Miner.* **2**, 273 – 275.

Santos, E., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: *Congr. Bras. Geol.* **6**, 47–50.

Santos, E.J., Medeiros, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the transverse Zone , Borborema Province , Ne Brazil. *Rev. Bras. Geociências* **39**: 73–84.

Santos, E.J., Schmus, W.R. Van, Kozuch, M., Neves, B.B.D.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **29**: 61–76.

Schmidt, M., Thompson, A.B., 1996. Epidote in calc-alkaline magmas : An experimental study of stability , phase relationships , and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Mineral.* **81**: 462–474.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **304**–310.

Schmidt, M.W., Poli, S., 2004. Magmatic Epidote. *Rev. Mineral. Geochemistry* **56**: 399–430.

Sial, a. N., Toselli, a. J., Saavedra, J., Parada, M. a., Ferreira, V.P., 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos* **46**: 367–392.

Sial, A.N., 1993. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian Foldbelts in Northeast Brazil. In: Sial, A.N., Ferreira, V.P. (eds.), *Proceedings of the Workshop MAGMA. Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Recife, pp. 141–162.

Sial, A.N., 1986. Granite Types in Northeast Brazil Current Knowledge. *Rev. Bras. Geociências*

16: 54–72.

Sial, A.N., Campos, M.S., Gaucher, C., Frei, R., Ferreira, V.P., Nascimento, R.C., Pimentel, M.M., Pereira, N.S., Rodler, A., 2015. Algoma-type Neoproterozoic BIFs and related marbles in the Seridó Belt (NE Brazil): REE, C, O, Cr and Sr isotope evidence. *J. South Am. Earth Sci.* **61**: 33–52. 1

Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2015. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies. *J. South Am. Earth Sci.*

Sial, A.N., Lacerda, L.D., Ferreira, V.P., Frei, R., Marquillas, R.A., Barbosa, J.A., Gaucher, C., Windmüller, C.C., Pereira, N.S., 2013. Mercury as a proxy for volcanic activity during extreme environmental turnover: The Cretaceous–Paleogene transition. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **387**: 153–164.

Sial, A.N., Mariano, G., Ferreira, V.P., 1989. Isotope geochemistry of Brasiliano age, coarsely Porphyritic K-calc-alkalic granitoids and associated K-diorites NE Brasil. In: *II Congresso Brasileiro de Geoquímica*. pp. 229–240.

Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G., Moraes Neto, J.M., 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos* **105**: 225–238.

Sial, A.N., 1990. Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in northeast Brazil. *Rev. Bras. Geociências* **20**: 88–100.

Silva Filho, M., J.R., N., V.A., M., 1985. Projeto Cachoeirinha. Relatório final integrado, Recife. DNPM/CPRM, 4.

Souza, K.&, Sial, A.N., 1989. Petrologia do batólito granítico de São Rafael, Rio Grande do Norte, Brasil, e a importância da presença de epidoto magmático. In: XIII Simposio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, 1989. Atas... Fortaleza, SBG 137 – 138.

Spear, F.S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.* **281**: 697–734.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**: 1 – 33.

Thurmond, A.K., Abdelsalam, M.G., Thurmond, J.B., 2006. Optical-radar-DEM remote sensing data integration for geological mapping in the Afar Depression, Ethiopia. *J. African Earth Sci.* **44**: 119–134.

Tulloch, A., 1986. Comment on “Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America” and “Magmatic epidote and its petrologic significance”. *Geology* **14**: 187–188.

Van der Meer, F.D., van der Werff, H.M. a, van Ruitenbeek, F.J. a, Hecker, C. a., Bakker, W.H., Noomen, M.F., van der Meijde, M., Carranza, E.J.M., de Smeth, J.B., Woldai, T., 2012. Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: A review. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* **14**: 112–128.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M., de Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *J. South Am. Earth Sci.* **31**: 227–252.

Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **8**: 247–266.

Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: Reeder, R.J. (ed.), *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Mineralogical Society of America, pp. 265–299.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. a. F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. , and evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.* **161**: 59–88.

Veizer, J., Holser, W., Wilgus, C., 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**: 579–587.

Vyhnal, C.R., McSween, H.Y., Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Am. Mineral.* **76**: 176–188.

Wright J., H., S., T., H.W., 1987. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**: 631–644.

Zeilhofer, P., 1997. Sensoriamento Remoto.

<http://www.ebah.com.br/content/ABAAAgFJcAH/principios-sensoriamento-remoto-geoprocessamento?part=6>.

Zeinelabdein, K.A.E., Albiely, A.I., 2008. Ratio image processing techniques: A prospecting tool for mineral deposits, Red Sea Hills , NE Sudan. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* XXXVII, 1981–1984.

Zen, E., 1985. Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America. *Geology* **13**: 266–269.

Zen, E., Hammarstrom, J., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* **12**: 515–518.