



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O VULCANISMO EM MONTE DO CARMO E
LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO NATIVIDADE, ESTADO DE
TOCANTINS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 263

ANDRÉ MENEZES SABOIA

ORIENTADOR: PROF. Dr. MARCEL AUGUSTE DARDENNE

CO-ORIENTADORA: PROF^a. DR^a. TEREZA CRISTINA JUNQUEIRA BROD

BRASÍLIA, 2009

Saboia, André Menezes.

O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins / André Menezes Saboia. – Brasília : UnB, 2009.

71 p. : il. ; 30 cm

Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2009.

Orientador: Marcel Auguste Dardenne.

Dissertação de mestrado no. 263.

1. Vulcanismo. 2. Litoestratigrafia. 3. Geoquímica.
4. Geocronologia. 5. Petrografia. I. Dardenne, Marcel Auguste.
II. Universidade de Brasília. III. Título.

CDD 551.21



RELATÓRIO DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO
M E S T R A D O

Universidade de Brasília - UnB
Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação - DPP
Secretaria de Administração Acadêmica - SAA

1 - Identificação do Aluno

Nome Andre Menezes Saboia		Matrícula 07/59163
Curso Geologia		
Área de Concentração	Código 1635	Departamento IGD

2 - Sessão de Defesa de Dissertação

Título
"O VULCANISMO EM MONTE DO CARMO E LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO NATIVIDADE, ESTADO DE TOCANTINS"

3 - Comissão Examinadora

Nome	Função	Assinatura
MARCEL AUGUSTE DARDENNE (Doutor)	Membro Interno vinculado ao programa (Presidente) Fundação Universidade de Brasília	
REINHARDT ADOLFO FUCK (Doutor)	Membro Interno vinculado ao programa Instituto de Geociências	
PAULO SERGIO DE SOUSA GORAYEB (Doutor)	Membro Externo não vinculado ao programa Universidade Federal do Pará	
CARLOS JOSE SOUZA DE ALVARENGA (Doutor)	Membro Interno vinculado ao programa (Suplente) Instituto de Geociências	

4 - Resultado

A Comissão Examinadora, em 11/12/2009 após exame da **Defesa de Dissertação** e arguição do candidato, decidiu:

- Pela aprovação da **Dissertação** Pela revisão de forma, indicando o prazo de 30 dias para apresentação definitiva.
 Pela reprovação da **Dissertação** Pela reformulação da **Dissertação**, indicando o prazo de _____ para nova versão.

Preencher somente em caso de revisão de forma:

- O aluno apresentou a revisão de forma e a **Dissertação** foi aprovada.
 O aluno apresentou a revisão de forma e a **Dissertação** foi reprovada.
 O aluno não apresentou a revisão de forma.

Autenticação
Presidente da Comissão Examinadora

11 / 12 / 2009
Data

Assinatura/Carimbo

Autenticação
Coordenador do Curso

Ciente
Aluno

11 / 12 / 09
Data

Elton Luiz Dantas
Coordenador do Curso de Pós-Graduação
Assinatura/Carimbo UnB

11 / 12 / 2009
Data

Assinatura/Aluno

Este relatório não é conclusivo e não tem efeitos legais sem a aprovação do Decanato de Pesquisa e Pós-graduação da Universidade de Brasília.

Aprovação do Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação

Decisão:

- Homologar

____/____/____
Data

Assinatura do Decano

A meus pais

Inconstância das coisas do mundo!

“Nasce o Sol e não dura mais que um dia,
Depois da Luz se segue a noite escura,
Em tristes sombras morre a formosura,
Em contínuas tristezas a alegria.
Porém, se acaba o Sol, por que nascia?
Se é tão formosa a Luz, por que não dura?
Como a beleza assim se transfigura?
Como o gosto da pena assim se fia?
Mas no Sol, e na Luz falta a firmeza,
Na formosura não se dê constância,
E na alegria sintam-se a tristeza,
Começa o mundo enfim pela ignorância,
E tem qualquer dos bens por natureza.
A firmeza somente na inconstância.”

Gregório de Matos

Agradecimentos

A Universidade de Brasília e ao Instituto de Geociências pela oportunidade de crescimento profissional.

Ao meu orientador Marcel Auguste Dardenne pelos ensinamentos, amizade, companheirismo e apoio ao longo da graduação e mestrado, muito obrigado mestre.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de mestrado.

A Tereza Cristina Junqueira Brod, minha co-orientadora, pela ajuda e ensinamentos durante o mestrado.

Aos professores Elói, Elton, D'el Rey, Nilson, Robertinho, José Oswaldo, Claudinei, Soares, pelos ensinamentos e amizade durante a graduação e mestrado.

Aos profissionais do Laboratório de Geocronologia, Sérgio Junges e Denilson; do Laboratório de Laminação, Francisca e Gisa; a Francisca da copa do IG, pela ajuda e amizade.

Ao meu amigo de graduação, parceiro de PIBIC, TF, mestrado e cachaça Gustavo Campos Marques, valeu brother.

Aos amigos da graduação e mestrado, Giana Márcia, Cimara, Bruno Preto, Ricardo mestre, Leandro Six, Eduardo Dú, Munir, Guilherme Stalone, Marcão, Rodrigo Brasileiro, Fabiana Fabiroots, Mary bege, Thaís Becker, Fernanda Calácia, Cristina Ferreira, Fernando Diener, Cibele, Raone, pelas farras, diversão e amizade.

Aos meus pais e irmãos, pelo amor, vocês são parte da minha vida.

Aos meus primos e Tios pelo carinho, adoro vocês.

A Giovana Adorni Mazzotti pelo carinho, apoio e incentivo durante nosso tempo, valeu linda.

A vida geológica que me abre os olhos e me ensina a ser uma pessoa mais equilibrada.

Obrigado a todos

André M. Saboia.

ÍNDICE

INTRODUÇÃO

1.1-APRESENTAÇÃO.....	01
1.2-OBJETIVOS.....	02
1.3-ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	02
1.4-LOCALIZAÇÃO.....	02
1.5-MÉTODOS.....	03
1.5.1-Mapeamento Geológico.....	03
1.5.2-Petrografia.....	03
1.5.3-Geoquímica de rocha total.....	05
1.5.4-Geocronologia e Isótopos.....	05
Isótopos de Sm-Nd.....	05
Isótopos de U-Pb em zircão.....	06
1.6-REFERÊNCIAS.....	06

CAPÍTULO 1 – GEOLOGIA REGIONAL

1.1- INTRODUÇÃO – PROVÍNCIA TOCANTINS.....	08
1.2 – FAIXA BRASÍLIA – COMPLEXO ALMAS-CAVALCANTE.....	08
1.2.1 – Estratigrafia local.....	09
1.2.2- Terreno granito-greenstone Almas-Dianópolis.....	10
1.2.3- Grupo Natividade.....	13
1.3- FAIXA ARAGUAIA – DOMÍNIO PORTO NACIONAL-NOVA CRIXÁS.....	14
1.3.1- Estratigrafia local.....	16
1.3.2- Complexo Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues.....	16
1.3.3- Suíte Intrusiva Ipueiras.....	17

1.3.4- Formação Monte do Carmo.....	18
1.3.4- Suíte Lajeado.....	19
1.3.4- Corpos Máfico-Ultramáficos Acamadados Neoproterozóicos.....	19
1.4 - Referências Bibliográficas.....	19

CAPÍTULO 2 – Litoestratigrafia do Grupo Natividade na região de Natividade-Pindorama, sudeste do Estado de Tocantins

INTRODUÇÃO.....	26
GEOLOGIA REGIONAL.....	27
LITOESTRATIGRAFIA.....	29
Unidade 1: metadolomitos e metassiltitos.....	31
Unidade 2: quartzitos e metaconglomerados.....	31
Unidade 3: metadolomitos e metacalcários.....	32
Unidade 4: metassiltitos e metadolomitos.....	33
Unidade 5: quartzitos.....	34
Unidade 6: metassiltitos e metadolomitos.....	35
Unidade 7: quartzitos e metassiltitos.....	36
Unidade 8: metassiltitos.....	37
CONCLUSÃO.....	37
REFERÊNCIAS.....	38

CAPÍTULO 3 - O Vulcanismo na região de Monte do Carmo – TO, Geologia, Geocronologia e Geoquímica

INTRODUÇÃO.....	41
GEOLOGIA REGIONAL.....	43
MÉTODOS ANALÍTICOS.....	44
GEOLOGIA LOCAL.....	44

Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo.....	44
Geologia e Petrografia.....	44
Geocronologia.....	47
Geoquímica.....	48
Formação Monte do Carmo.....	54
Geologia e Petrografia.....	54
Rochas máficas (Sequência Básica a Intermediária Areinhas).....	55
Rochas Sedimentares e Rochas Vulcânicas Félsicas.....	56
Geocronologia.....	58
Geoquímica.....	59
Rochas Máficas (Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas).....	59
CONCLUSÕES.....	64
REFERÊNCIAS.....	64
CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES.....	69

ANEXO I – Tabela de dados isotópicos de U-Pb em zircões de tufo félsico da Suíte Vulcânica Santa Rosa e de hornblenda-biotita-granito do Granito do Carmo.

ANEXO II- Tabela geoquímica completa das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo (elementos maiores em % em peso, traços em ppm).

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

INTRODUÇÃO

Figura 1 – Localizações das áreas de estudo desta dissertação, regiões de Monte do Carmo e Natividade (fonte: site do DNIT - <http://www.dnit.gov.br/menu/dpp/mapas/mapas/TO.p>.....) **04**

CAPÍTULO 1 – GEOLOGIA REGIONAL

Figura 1 - Principais províncias estruturais do Brasil. Faixas Dobradas do Ciclo Brasileiro e crátons correlatos (modificado de Dardenne 2000)..... **09**

Figura 2 – Domínios Tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins. Destaque para a área da Figura 3, região de Natividade-Monte do Carmo (modificado de Delgado et al. 2003)..... **10**

Figura 3 – Mapa geológico da porção sudeste do Estado de Tocantins, região de Natividade-Monte do Carmo (modificado de Faraco et al. 2004)..... **12**

Figura 4 – Colunas litoestratigráficas do Grupo Natividade. (A) modificado de Costa et al. (1976); (B) modificado de Correa Filho & Sá (1980); (C) modificado de Costa et al. (1984); (D) modificado de Gorayeb et al. (1988)..... **15**

CAPÍTULO 2 – Litoestratigrafia do Grupo Natividade na região de Natividade-Pindorama, sudeste do Estado de Tocantins

Figura 1. Mapa geológico da Faixa de Dobramentos Brasília (segundo Dardenne 2000)..... **28**

Figura 2. Mapa geológico simplificado da região de Natividade-Pindorama. Pontos de localização: 1.Pedreira NATICAL; 2.Serra de Santa Clara; 2.1. Serra Cruz das Almas; 3.Serra de Natividade; 4.Morro do Mutum; 5.Serra da Mata Virgem; 6.Serra Negra; 6.1. Morro da Oficina; 7.Serra da Vaca Brava; 8.Serra do Grilo; 9.Serra do Baeta; 10.Serra do Belo Horizonte; A.Fazenda Sucuriú; B.Lagoa do Japonês.Projeção UTM, zona 23. **30**

Figura 3. Correlações entre as colunas litoestratigráficas da região de Natividade-Pindorama. **32**

Figura 4. Metadolomitos basais da Unidade 1 (Pedreira NATICAL). **33**

Figura 5. Aspectos de campo da Unidade 2: (A) Metaconglomerado lítico sustentado pela matriz; (B) Quartzitos inferiores laminados; (C) Quartzitos laminados e metaconglomerados oligomíticos; e (D) Detalhe dos metaconglomerados oligomíticos sustentados por matriz. **34**

Figura 6. Aspectos de campo das rochas carbonáticas da Unidade 3: (A) Metadolomitos do Morro do Mutum; (B) Lapiés sobre os metacalcários do Morro da Oficina; e (C) Brechas lamelares nos metacalcários. **35**

Figura 7. Aspectos de campo da Unidade 4: (A) Metassiltitos laminados; (B) Metadolomitos com estromatólitos colunares; e (C) Lentes de metadolomitos brancos intensamente deformados.36

Figura 8. Aspectos de campo da Unidade 5: (A) Quartzitos basais; (B) Intercalações de quartzitos e metassiltitos.37

Figura 9. Quartzitos microdobrados da Unidade 7.38

CAPÍTULO 2 – O Vulcanismo na região de Monte do Carmo – TO, Geologia, Geocronologia e Geoquímica

Figura 1 – Arcabouço geológico da Província Neoproterozóica Tocantins, com destaque para a área de estudo localizada no Setor Setentrional, Domínio Porto Nacional-Nova Crixás (10a). Adaptado de Delgado et al. 2003.42

Figura 2 – Mapa Geológico simplificado da região de Monte do Carmo, modificado de Palermo (1988), com indicação dos locais de amostragem geocronológica.....45

Figura 3 – Fotomicrografias da Suíte Vulcânica Santa Rosa mostrando diferentes aspectos texturais. (A) Textura eutaxítica contornando cristal de plagioclásio euédrico saussuritizado com polarizador paralelo; (B) Cristais de quartzo e plagioclásio em matriz bem soldada rica em púmices (polarizador paralelo); (C) Cristal de quartzo bipiramidal com golfo de corrosão em matriz microcristalina de riolito (polarizador cruzado); (D) Textura glomeroporfírica formada por cristais de quartzo bipiramidais em tufo de cristal (polarizador cruzado).....46

Figura 4 - Diagramas concórdia U-Pb para cristais de zircão da Suíte Vulcânica Santa Rosa, amostra MC-48 (A) e do Granito do Carmo, amostra MC-24 (A).....47

Tabela 1 – Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total e coordenadas UTM das amostras de rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo.....48

Figura 5 – Diagrama de evolução isotópica do ϵNd em função da idade T_{DM} , para a Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo. O valor de $\epsilon Nd (T)$ foi calculado para 2085 e 2048 Ma, respectivamente. DM: Manto Empobrecido, CHUR: Reservatório Condritico Uniforme.....48

Tabela 2 – Composição química das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo (elementos maiores em % em peso, traços em ppm, Au em ppb).49

Figura 6 - Diagramas binários SiO_2 vs. óxidos de elementos maiores (%) das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa.....51

Figura 7 – Variação composicional das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa nos diagramas de Winchester & Floyd 1977: (A) SiO_2 vs. Zr/TiO_2 ; (B) Zr/TiO_2 vs. Nb/Y .

.....52

- Figura 8** – Variação composicional das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa em diagramas: (A) La vs. Yb (Barret & Maclean 1999, in: Batata et al. 2008, Barros et al. 2009); (B) A/CNK vs. A/NK (Maniar & Piccoli, 1989).....52
- Figura 9** –(A) Diagrama ETR da Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo, normalizados pelos valores condríticos de Sun & McDonough (1989); (B) Diagrama de multi-elementos da SVSR e Granito do Carmo, normalizados pelos valores do manto primitivo de Sun & McDonough (1989); (C) Diagrama de multi-elementos e de K₂O normalizados pelos valores propostos por Pearce et al. (1984) para granito de dorsal meso- oceânica.....53
- Figura 10** – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos Rb vs. Y+Nb e Rb vs. Ta+Yb (Pearce et al., 1984) da Suíte Vulcânica Santa Rosa. Syn-COLG: Granitos Sin-colisionais; VAG: Granitos de Arco Vulcânicos; WPG: Granitos Intra-Placa; ORG: Granitos de Dorsais Meso-Oceânicas.....54
- Figura 11** – Seção geológica esquemática da Formação Monte do Carmo (perfil A-B da Figura 2).....55
- Figura 12** - Aspectos de campo dos xistos máficos aflorando em lages (A), e do conglomerado polimítico exibindo seixos arredondados centimétricos (B).....56
- Figura 13** – Fotomicrografias dos basaltos da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas mostrando diferentes aspectos texturais. (A) Textura intergranular com cristais prismáticos de plagioclásio saussuritizado em matriz de clorita, plagioclásio e opacos (polarizador paralelo); (B) Amígdala preenchida por quartzo e clorita no canto direito da fotomicrografia.....57
- Figura 14** – Vista Panorâmica da Pedra Furada, ponto PF da Figura 2. Rochas sedimentares horizontalizadas da Bacia do Parnaíba sustentam o relevo do tipo cuestras, e sobrepõem em discordância angular a Formação Monte do Carmo. Escala gráfica aproximada.....58
- Tabela 3** - Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total e coordenadas UTM das amostras de rochas da Formação Monte do Carmo.....59
- Figura 15** – Diagramas binários Zr vs. elementos incompatíveis das rochas da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas. Correlações positivas sugerem pouca mobilidade destes elementos diante do metamorfismo/hidrotermalismo de baixo grau.....60
- Figura 16** - Diagrama Zr/TiO₂ vs. Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) das rochas da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas. A simbologia é a mesma utilizada na Figura 15.....61
- Figura 17** - (A) Diagrama ETR das rochas da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, normalizados pelos valores condríticos de Sun & McDonough (1989); (B) Diagrama de multi-elementos das rochas da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, normalizados pelos valores condríticos de Sun & McDonough (1989).....62

Figura 18 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas. (A) Ti-Zr-Y (seg. Pearce & Cann, 1973 in: Rollinson 1993); (B) Zr/Y vs. Zr (seg. Pearce & Norry, 1979 in: Rollinson 1993); (C) Zr-Nb-Y (seg. Meschede, 1986 in: Rollinson 1993); (D) Th-Hf-Ta (seg. Wood, 1980 in: Rollinson 1993). A simbologia é a mesma utilizada na Figura 15.....63

ANEXO I – Tabela de dados isotópicos de U-Pb em zircões de tufo félsico da Suíte Vulcânica Santa Rosa e de hornblenda-biotita-granito do Granito do Carmo.

ANEXO II - Tabela geoquímica completa das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo (elementos maiores em % em peso, traços em ppm).

RESUMO

Esta dissertação apresenta a litoestratigrafia do grupo Natividade na Região de Natividade-Pindorama, e dados geológicos, geocronológicos (U-Pb), isotópicos (Sm-Nd) e geoquímicos do vulcanismo na região Monte do Carmo, ambas regiões situadas no Estado de Tocantins.

O Grupo Natividade é representado por uma seqüência metassedimentar localizada no segmento norte da Faixa de Dobramentos Brasília, na região de Natividade-Pindorama. O referido grupo tem sido correlacionado ao Grupo Arai, inserindo-se no desenvolvimento do rifteamento na transição do Paleoproterozóico. Os trabalhos de campo efetuados na região possibilitaram o reconhecimento de oito unidades litoestratigráficas, que recobrem em discordância erosiva e angular os gnaisses tonalíticos e granitos paleoproterozóicos relacionados ao Ciclo Transamazônico. As principais litologias representativas desta sucessão são, da base para o topo: metadolomitos; quartzitos e metaconglomerados intraformacionais; metadolomitos e metacalcários; metassiltitos com lentes de metadolomitos e níveis de quartzitos; quartzitos; metassiltitos com lentes de metadolomitos; quartzitos intercalados com metassiltitos; e metassiltitos. O ambiente de sedimentação caracteriza deposição de plataforma marinha, afastando a hipótese da presença de uma fase rifte no início da formação do Grupo Natividade na região, sendo mais condizente com a fase pós-rifte de subsidência térmica, que se desenvolve na porção superior do Grupo Arai, na área situada ao sul e sudoeste de Natividade. Todas as unidades do Grupo Natividade foram fortemente afetadas pela deformação induzida pelo Sistema Transbrasiliano de falhamentos transcorrentes dextrais, orientados segundo a direção NNE, desenvolvido no final do Ciclo Brasileiro. O conjunto é recoberto discordantemente pelos sedimentos horizontais paleozóicos da Bacia do Parnaíba (Grupo Serra Grande e Formação Pimenteiras).

Na região de Monte do Carmo (TO) são reconhecidos dois episódios de vulcanismo. Um é datado do Paleoproterozóico (~2,1 Ga) e denominado de Suíte Vulcânica Santa Rosa, que representa vulcanismo ácido correlacionado ao Granito do Carmo da Suíte Intrusiva Ipueiras. Outro é da Formação Monte do Carmo que constitui uma seqüência vulcano-sedimentar neoproterozóica. Para a Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo obtiveram-se idades U-Pb de 2086 ± 10 e 2048 ± 13 Ma, respectivamente. Idades modelo T_{DM} entre 2,11 e 2,17 Ga e valores de $\epsilon Nd_{(2,08 Ga)}$ entre +2,3 e +2,9 são relativos à Suíte Vulcânica Santa Rosa. O Granito do Carmo possui idade modelo T_{DM} de 2,13 Ga e valor de $\epsilon Nd_{(2,04 Ga)}$ de +2,05. Os resultados sugerem que o magmatismo responsável pela geração destas duas unidades relaciona-se a fusão de uma fonte mantélica durante o ciclo Transamazônico. O magmatismo da Suíte Vulcânica Santa Rosa possui composição dacítica a riolítica e caráter calcialcalino de arco vulcânico maduro. O padrão de elementos traços e ETR é semelhante ao do Granito do Carmo, o que favorece a hipótese destas unidades constituírem uma associação vulcano-plutônica cogenética. A Formação Monte do Carmo apresenta idades modelo T_{DM} variando entre 0,86 e 1,91 Ga. Os valores de idade modelo T_{DM} de ~0,8 Ga das rochas máficas indica que a formação é do Neoproterozóico. Quimicamente os basaltos alcalinos da Formação Monte do Carmo sugerem magmatismo intraplaca continental relacionado à implantação de um gráben extensional no final do ciclo Brasileiro.

ABSTRACT

This dissertation presents the lithostratigraphic of the Natividade Group in the Natividade-Pindorama region, and geological, geochronological (U-Pb), isotopic (Sm-Nd) and geochemistry data of the volcanism in the Monte do Carmo region, both regions are situated in the Tocantins state.

The Natividade Group represents a metasedimentary sequence in the north segment of Brazilian Fold Belt, in the region of Natividade-Pindorama. That Group has been correlated to the Araí Group, associated to the rifting event developed in the transition of the Paleo-Mesoproterozoic. The field work allowed the recognition of eight lithostratigraphic units overlying by angular unconformity the gneiss and granites related to the Transamazonian Cycle. The main rock types of the succession are represented from base to top by: metadolomites; quartzites and intraformational metaconglomerates; metadolomites and metalimestones; metasilstones with lenses of metadolomites and levels of quartzites; quartzites; metasilstones with lenses of metadolomites; quartzites intercalated with metasilstones; and metasilstones. The sedimentary environment characterizes a deposition on a marine platform. These observations do not agree with the hypothesis of a rift phase at the beginning of the Natividade sedimentation in the region, but they are more consistent with the thermal subsidence that occurs in the upper part of the Araí Group at south and southwest of Natividade. All the units of the Natividade Group have been affected by the strong deformation of the Transbrasiliano System, characterized by regional transcurrent dextral faults oriented along a north-northeast direction, and developed at the end of the Brasiliano Cycle. The Precambrian lithologies are unconformably recovered by the horizontal Paleozoic sediments of the Parnaíba basin.

In the Monte do Carmo region (TO) two episodes of volcanism are recognized. One is Paleoproterozoic (~2,1 Ga) in age and called Santa Rosa Volcanic Suite that represents acid volcanism correlated to the Do Carmo Granite of Intrusive Ipueiras Suite. The other one is related to the Monte do Carmo Formation that constitutes a Neoproterozoic volcano-sedimentary sequence. The Santa Rosa Volcanic Suite and Do Carmo Granite yield U-Pb ages of 2086 ± 10 and 2048 ± 13 Ma respectively. The Santa Rosa Volcanic Suite gives T_{DM} model ages of ca. 2,11-2,17 Ga and $\epsilon Nd_{(2,08 Ga)}$ values ranging from +2,3 to +2,9 Ga. The Do Carmo Granite has T_{DM} model age of 2,1 Ga and $\epsilon Nd_{(2,04 Ga)}$ value of + 2,05 Ga. These results suggest that magmatic events of this two units are related to derivation of mantle sources. The magmatism of Santa Rosa Volcanic Suite is dacitic to rhyolitic and shows affinity of calc-alkaline mature volcanic arc. The ETR and trace elements patterns are similar to the Do Carmo Granite which implies a cogenetic volcanic-plutonic association. T_{DM} model ages of The Monte do Carmo Formation vary between 0,86 and 1,91 Ga. The T_{DM} model ages of ca. 0,8 Ga of mafic rocks indicate that the formation is Neoproterozoic in age. Geochemical signatures of the alkaline basalts suggest a within-plate setting related to an extensional graben in the final stage of Brasiliano collisional event.

INTRODUÇÃO

INTRODUÇÃO

APRESENTAÇÃO, OBJETIVOS, ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO, LOCALIZAÇÃO E METODOLOGIA

1.1 - APRESENTAÇÃO

Na região de Natividade-Almas, sudeste do Estado de Tocantins aflora uma extensa seqüência metassedimentar denominada de Grupo Natividade (Costa *et al.* 1976). Este grupo tem sido correlacionado ao Grupo Araí que ocorre a sul, devido principalmente à proximidade destas unidades. O Grupo Araí (Dyer 1970) é uma seqüência do tipo rift, dividida em uma porção basal continental (Formação Arraias) e uma superior transicional-marinha (Formação Traíras) (Dardenne *et al.* 1999), relacionada à tafrogênese Estateriana (1,8 a 1,6 Ga; Pimentel *et al.* 1991).

A estratigrafia do Grupo Natividade foi obtida nos trabalhos de Correia Filho & Sá (1980) e Gorayeb *et al.* (1988), mostrando que a sucessão sedimentar Natividade diferencia-se da estratigrafia do Grupo Araí. Uma outra proposta para a sucessão sedimentar Natividade encontra-se em Dardenne & Saboia (2007), que foi incluída nesta tese.

A região de Monte do Carmo, na porção centro-sul do Estado de Tocantins, apresenta uma diversidade de unidades geotectônicas que ainda carecem de estudos geocronológicos e geoquímicos específicos para melhor entendimento de seu quadro evolutivo. Dentre os aspectos geológicos destacam-se o magmatismo paleoproterozóico que constitui o embasamento da Província Tocantins, e a Formação Monte do Carmo, cujo posicionamento cronológico e significado geotectônico são controversos na literatura.

O magmatismo em torno de 2.1-2.0 Ga é relacionado ao evento termo-tectônico Transamazônico (Gorayeb & Moura 2001; Chaves *et al.* 2008) que gerou uma série de corpos graníticos, entre eles o Granito do Carmo de idade Pb-Pb em zircão de 2045 ± 34 Ma (Sachett *et al.* 1996) e U-Pb em zircão de 2048 ± 13 Ma (Saboia *et al.* 2009). A Suíte Vulcânica Santa Rosa (Queiroz *et al.* 1999) representa vulcanismo ácido associado espacialmente ao Granito do Carmo. A suíte é datada do paleoproterozóico, idades Pb-Pb em zircão de 2137 ± 12 Ma (Sachett *et al.* 1996) e U-Pb em zircão de 2086 ± 10 Ma (Saboia *et al.* 2009), e relacionada ao mesmo episódio magmático que gerou o Granito do Carmo durante o ciclo Transamazônico.

A Formação Monte do Carmo é uma seqüência vulcano-sedimentar que exhibe algumas características peculiares (Costa *et al.* 1984), como imaturidade em sua porção sedimentar (conglomerados polimíticos e arcóseos), além de ausência de metamorfismo penetrativo (anquimetamórfica). Dados isotópicos de Sm-Nd publicados (Saboia *et al.* 2009) e incluídos nesta dissertação atribuem à formação ao Neoproterozóico.

Nesse contexto a presente dissertação propõe-se estudar o vulcanismo na região de Monte do Carmo, utilizando métodos geocronológicos e geoquímicos, e correlacionar o Grupo Natividade com o Grupo Araí por meio do levantamento litoestratigráfico do Grupo Natividade.

1.2-OBJETIVOS

Levantamento da litoestratigrafia do Grupo Natividade e sua correlação com a bacia rifte Araí. Caracterização litológica, petrográfica, geocronológica e geoquímica do vulcanismo relacionado à Suíte Vulcânica Santa Rosa e Formação Monte do Carmo no contexto da Província Tocantins.

1.3 – ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação possui introdução e quatro capítulos: O primeiro capítulo trata do contexto geológico regional; Capítulo 2, na forma de artigo, apresenta a litoestratigrafia do Grupo Natividade e sua correlação com o Grupo Araí; Capítulo 3, na forma de artigo, mostra os resultados sobre o vulcanismo na região de Monte do Carmo; Capítulo 4 expõe as discussões finais e implicações regionais dos dados produzidos na tese.

1.4 LOCALIZAÇÃO

As áreas estudadas nesta dissertação estão localizadas na porção centro-sul do Estado do Tocantins nos municípios de Monte do Carmo e Natividade (Figura 1). O município de Natividade localiza-se a latitude 11°42'35" sul e longitude 47°43'24" oeste. O principal acesso a cidade de Natividade é pela rodovia Federal BR-010 a partir das cidades de Silvanópolis ou Príncipe. O município de Monte do Carmo encontra-se entre latitude 10°45'46" sul e longitude 48°06'32" oeste. O acesso à cidade de Monte do Carmo é feito pela rodovia federal BR-010

partindo-se da cidade de Natividade ou pela rodovia estadual TO-255 a partir da cidade de Porto Nacional. As áreas deste estudo abrangem as Zonas 22S e 23S da projeção UTM.

1.5– MÉTODOS

A dissertação envolveu as seguintes metodologias: mapeamento geológico; petrografia, geoquímica de rocha total; geocronologia e geoquímica isotópica, além de consulta a referências bibliográficas.

1.5.1-Mapeamento Geológico

O mapeamento e amostragem foram realizados em duas etapas principais com um total de 47 dias de campo:

- i) A primeira pelo programa de iniciação científica (PIC) conduzido pelo orientador que totalizou 32 dias de campo;
- ii) A segunda pelo mestrado que somou 15 dias de campo;

A escala de mapeamento não foi específica, sendo adequada a cada região estudada de acordo com o nível de relevância dos dados apresentados.

1.5.2-Petrografia

Os dados petrográficos foram obtidos por meio de lâminas delgadas originadas de amostras de rocha de diferentes litofácies da Suíte Vulcânica Santa Rosa, Granito do Carmo, Formação Monte do Carmo e Grupo Natividade. As lâminas foram confeccionadas e analisadas nos laboratórios de Laminação e Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Universidade de Brasília – Instituto de Geociências - Dissertação de mestrado
 O Vulcanismo em Monte do Carmo e Litoestratigrafia do Grupo Natividade, Estado de Tocantins.

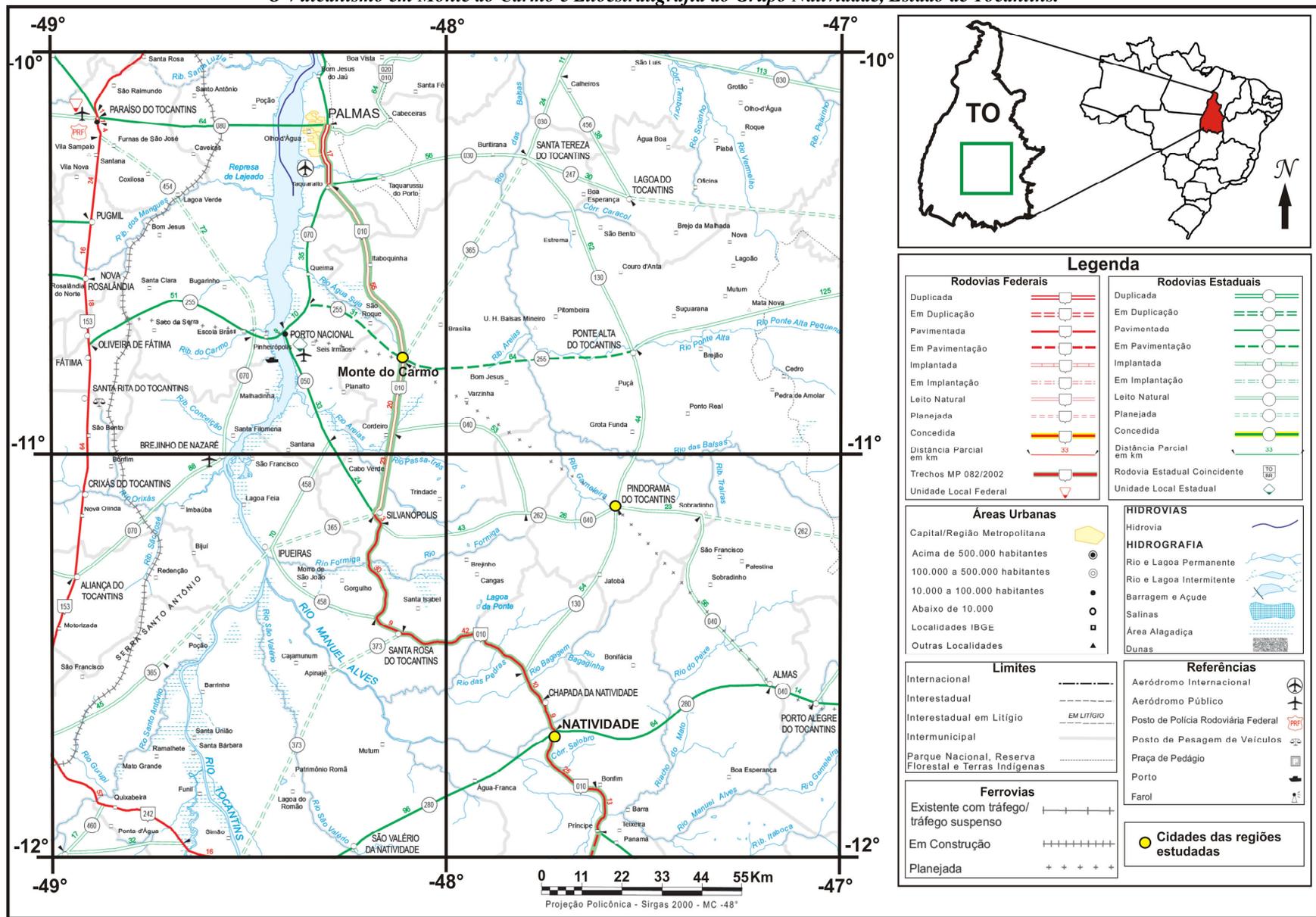


Figura 1 – Localizações das áreas de estudo desta dissertação, regiões de Porto nacional-Monte do Carmo e Natividade-Pindorama (fonte: site do DNIT - <http://www.dnit.gov.br/menu/dpp/mapas/mapas/TO.pdf>).

1.5.3-Geoquímica de Rocha Total

Os dados geoquímicos foram obtidos no ACME *Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver – Canadá), utilizando um pacote analítico via digestão de 30g de amostra com água régia (H₂O₂) quente e leitura por ICP-MS para a obtenção de 53 elementos. A análise das amostras de rocha foi feita via digestão com ácido nítrico diluído, fusão de 0.2g de amostra com LiBO₂, seguido de análise via ICP-ES para os principais óxidos e ICP-MS para elementos menores. Os dados foram organizados e tratados em planilhas Excel e nos *softwares* MINPET® (versão 2.02) e GCDkit 2.3 (R 2.7.0).

1.5.4-Geocronologia e Isótopos

Para caracterização das unidades geológicas foram utilizados pares de isótopos radiogênicos Sm-Nd e U-Pb. Todas as análises também foram executadas no laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Isótopos de Sm-Nd

As análises de Sm-Nd seguiram o método descrito em Gioia & Pimentel (2000). A alíquota das amostras de rochas pulverizadas foi misturada com solução de *spike* ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd e dissolvida em cápsulas de Savillex®. A extração dos elementos terras raras foi realizada via técnicas convencionais de troca catiônica, usando colunas de teflon contendo resina do tipo LN-Spec (HDEHP – ácido dietilexil fosfórico em PTFE). Amostras de Sm e Nd foram inseridas em filamentos de Re de evaporação e as medições isotópicas foram executadas em espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT 262 em modo estático. As incertezas das razões Sm/Nd e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd estão entre ±0.5% e ±0.005%, com base em análises repetidas de padrões de rocha BHVO-1 e BCR-1. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas a 0.7219 de ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd e a constante de decaimento utilizada foi de 6.54×10^{-12} a⁻¹. Idades T_{DM} foram calculadas utilizando o modelo de DePaolo (1981).

Isótopos de U-Pb em zircão

As análises isotópicas de Zr foram realizadas utilizando concentrados de zircão extraídos a partir de aproximadamente 10 Kg de amostra, utilizando bateia e posteriormente foram separados no *Frantz* para retirada de material magnético. As frações foram coletadas via microscópio binocular para obter frações, formatos e tamanhos de zircão.

Os grãos de zircão, foram montados em blocos de epoxy e polidos para análise *in situ* de alta resolução, segundo a metodologia proposta por Bühn *et al.* (2009). Para isto foi utilizado um Thermo Finnigan Neptune (LA-MC-ICP-MS) acoplado a laser UP213 Nd YAG com comprimento de onda de $\lambda = 213$ nm. Cada análise foi estudada, e somente intervalos coerentes, sem mistura de sinal ou interseção de fases secundárias ou fraturas, foram selecionados para o cálculo final da idade. Foi utilizada a normalização do zircão padrão GJ ($608.5 \pm 1.5\text{Ma}$); e análise de branco.

O cálculo da idade foi realizado usando planilha Excel®, baseado em fórmulas ISOPLOT v. 3 (Ludwig, 2003). A geração dos gráficos de U-Pb foi realizada por ISOPLOT v. 3 (Ludwig, 2003). Os erros dos raios isotópicos são apresentados no nível 1α (desvio padrão).

1.6-REFERÊNCIAS

- Buhn B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99-114.
- Costa L.A.M.; Portela, A.C.; Nilson, A.A., Vale, C.R.O.; Marchetto, C.L.M.; Santos, E.L.; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, R.; Marchetto, P.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mosmann, R.; Oliveira, T.F.D.; Silva, W.E. 1976. Projeto Leste do Tocantins, Oeste do Rio São Francisco. Conv. DNPM/CPRM/PROPESC. (relatório final inédito), Rio de Janeiro.
- Costa J.B.S., Lemos R.L.; Martins J.P.A., Beltrão J.F, Goes A.M., Hasui Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Revista Brasileira de Geociências*, **14** (1):3-11.
- Correia Filho F.C.L. & Sá A.M. 1980. *Projeto Natividade*. Goiânia, DNPM/CPRM (inédito).
- Chaves C. L., Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos tipo A do setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 366-378.

- Dardenne M. A., Campos J. E. G., Alvarenga C. J.S. de, Martins F. A. L., Botelho N. F. 1999. A seqüência sedimentar do Grupo Arai na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. *In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 7, e Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 10, Brasília., Atas*, p. 100.
- Dardenne M.A & Saboia A.M. 2007. Litoestratigrafia do Grupo Natividade na região de Natividade-Pindorama, sudeste do Estado de Tocantins. *In: Rosa Costa L.T. (Org.), Klein E. L. (Org.); Viglio E. P. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia*, volume 5, Belém. Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 29-38.
- DePaolo D.J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *California Journal Geophysical Research*, **86**:10470–10488.
- Dyer R.C. 1970 Grupo Arai - Um Grupo de Metamorfitos do Centro-Leste de Goiás. *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, **28**(2):55-63.
- Gioia S.M., Pimentel, M. M. 2000. A metodologia Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:219-245.
- Gorayeb P.S.S., Costa J.B.S, Lemos R.L., Gama Jr. T., Bemerguy R.L., Hasui Y. 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**: 391-397.
- Gorayeb P.S.S. & Moura C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Bol. Res. Exp. CD-ROM*.
- Ludwig, K.R. (2003). *Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, Spec. Publ., n. 4, 70 pp.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., Marini, O.J. 1991a. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321-335.
- Queiroz J.P.C., Kotschoubey B., Lafon, J.M. 1999. Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. *In: SBG, Simpósio da geologia da Amazônia, VI, Manaus, Anais*, p.574-576.
- Saboia A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C., Dantas E.L., Palermo N. 2009. Dados Isotópicos e Geocronológicos da região de Monte do Carmo – TO. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus. CD-ROM*.
- Sachett C. R., Lafon, J. M., Kotschoubey, B. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador*, p. 264-267.

Capítulo 1

Geología Regional

CAPÍTULO 1

GEOLOGIA REGIONAL

1.1- INTRODUÇÃO – PROVÍNCIA TOCANTINS

As regiões estudadas inserem-se na Província Tocantins, unidade de primeira grandeza do arcabouço geológico Brasileiro (Almeida, 1977). A província ocupa a porção central do Brasil (Figura 1) e representa orógeno desenvolvido no Ciclo Brasileiro em função da colisão de três crátons: Amazônico a noroeste, São Francisco a leste e o cráton Paranapanema encoberto pela bacia do Paraná a sudoeste (Delgado *et al.* 2003).

Esta província é constituída por três faixas dobradas: Faixa Brasília, a oeste do Cráton São Francisco; Faixa Araguaia, a leste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, a sul do Cráton Amazônico. As áreas investigadas situam-se nos terrenos paleoproterozóicos que constituem o substrato da Província Tocantins, localizados na transição entre as Faixas Brasília e Araguaia (Figura 2).

A região de Natividade-Pindorama faz parte do domínio tectônico da Faixa Brasília, enquanto que a região de Monte do Carmo é tratada dentro do contexto da Faixa Araguaia. Desta forma, estas duas regiões representam segmentos crustais distintos.

1.2- FAIXA BRASÍLIA – COMPLEXO ALMAS-CAVALCANTE

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) ocupa a porção centro-leste da Província Tocantins e estende-se por mais de 1000 km numa direção aproximadamente norte-sul ao longo da margem ocidental do CSF (Dardenne 2000).

No contexto da FDB a região de Natividade-Pindorama está localizada na sua porção setentrional e zona externa (Dardenne 1978; Fuck *et al.* 1994). A respectiva região faz parte do Complexo Almas-Cavalcante que compõe a Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis-Silvânia (Delgado *et al.* 2003; Figura 2). Fuck *et al.* (2005) em trabalho de compartimentação da FDB denominou a região de Bloco Almas-Dianópolis, que representa extensão do Cráton São Francisco e o embasamento paleoproterozóico da FDB.

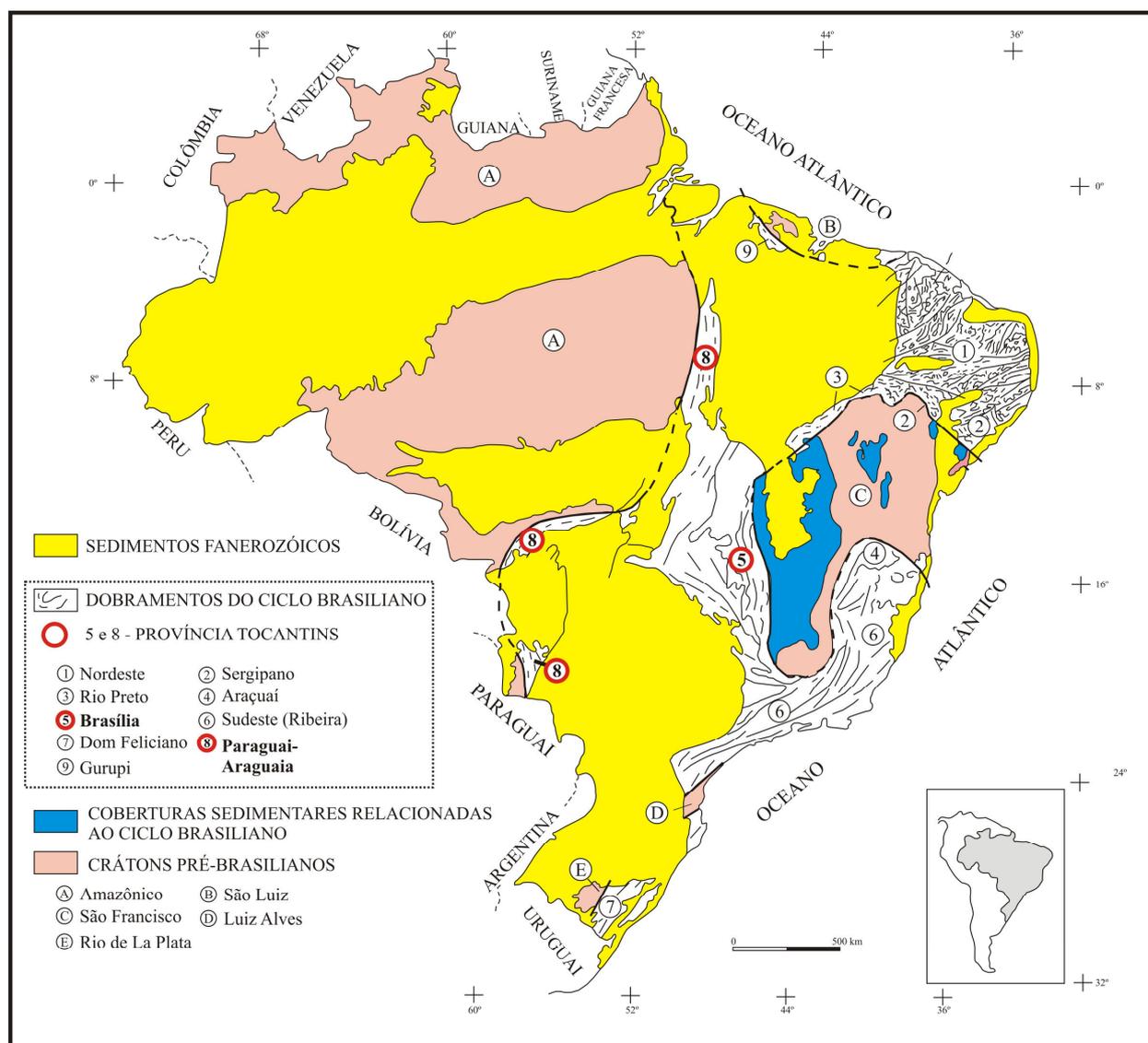


Figura 1 - Principais províncias estruturais do Brasil. Faixas Dobradas do Ciclo Brasileiro e crátons correlatos (modificado de Dardenne 2000).

1.2.1- Estratigrafia local

Na região estudada o Complexo Almas-Cavalcante (Figura 3) é constituído pelo complexo granito-greenstone basal, no qual são intrusivos corpos graníticos e máfico-ultramáficos (Costa *et al.* 1976; Correia Filho & Sá 1980; Cunha *et al.* 1981; Cruz *et al.* 1998). Estas unidades paleoproterozóicas são recobertas discordantemente pela seqüência metassedimentar do Grupo Natividade (Paleo/Mesoproterozóico) e coberturas sedimentares Paleo/Mesozóicas da Bacia do Parnaíba e Cenozóicas (Terciário/Quaternárias) dos depósitos detrítico-lateríticos e aluvionares.

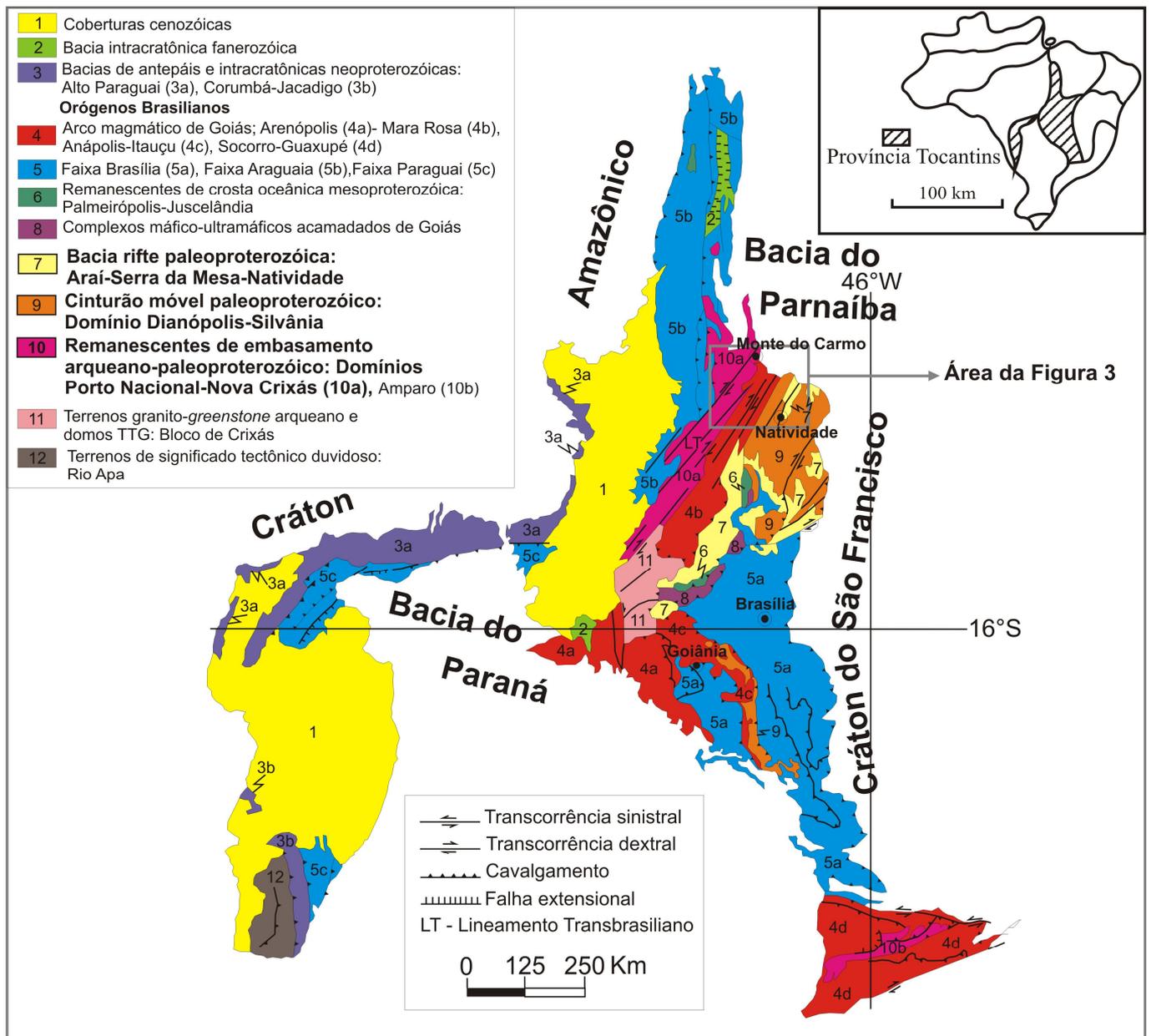


Figura 2 – Domínios Tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins. Destaque para a área da Figura 3, região de Natividade-Monte do Carmo (modificado de Delgado et al. 2003).

1.2.2- Terreno granito-greenstone Almas-Dianópolis

Os terrenos granito-greenstone apresentam estruturas dômicas compostas pelos complexos granito-gnáissicos contornados por faixas vulcano-sedimentares em forma de “Y”. As seqüências vulcano-sedimentares do Grupo Riachão do Ouro são representadas pelas metavulcânicas máficas (ultramáficas subordinadas) da Fm.

Córrego Paiol, na base, e pelos metassedimentos (filitos sericíticos com intercalações de BIFs, quartzitos, metacherts, metaconglomerados e rochas vulcânicas félsicas) da Fm. Morro do Carneiro, no topo (Costa 1984; Cruz *et al.* 2003).

A Seqüência Metavulcanossedimentar Água Suja (Silva 1987) forma uma faixa de cerca de 10 km de largura com direção geral NE/SW que ocorre nas proximidades da cidade de Natividade e Chapada, sendo composta por xistos variados, anfíbolitos, formações ferríferas e gonditos.

Costa (1985) denominou de Complexo Manoel Alves os gnaisses e granitos aflorantes ao longo do rio homônimo, de idade supostamente arqueana. Cruz *et al.* (1998; 2003) caracterizam os complexos granito-gnáissicos como corpos de granitóides intrusivos nas rochas metavulcanosedimentares, isotrópicos a pouco foliados e localmente com bandamento gnáissico. Tonalito, trondhjemito e granodiorito são as litologias dominantes, sendo agrupados em Suíte 1 (anfíbólio granitóides), Suíte 2 (biotita granitóides) e Complexo Ribeirão das Areias (granitóides mais antigos). Essas suítes possuem características químicas de granitóides de arco magmático, e foram classificadas como suíte TTG de baixo e alto Al₂O₃, respectivamente.

Dados de zircão e titanita (U-Pb/SHRIMP) indicam que a intrusão dos complexos granito-gnáissicos ocorreu entre 2,45 e 2,2 Ga, sendo esta considerada como idade mínima das rochas metavulcânicas do Grupo Riachão do Ouro (Cruz 2001; Cruz *et al.* 2003). Os autores relatam dados U-Pb e Sm/Nd de 2.45 Ga para o Complexo Ribeirão das Areias, de 2.2 Ga ($T_{DM} = 2.45$ a 2.54 Ga) para a Suíte 1, $T_{DM} = 2.53$ a 2.76 Ga para a Suíte 2 e $T_{DM} = 2.26$ para a Formação Morro do Carneiro. Dardenne *et al.* (2009) obtiveram uma idade U-Pb sobre zircão de 2.2 Ga a partir de vulcânica félsica do Grupo Riachão do Ouro nas proximidades da cidade de Almas.

Fuck *et al.* (2001; 2002) forneceram idades U-Pb sobre zircão entre 2.3 e 2.1 Ga e idades modelo (T_{DM}) entre 2.24 e 3.11 Ga para ortognaisses e granitóides localizados entre as cidades de Natividade, Dianópolis e Cavalcanti. Os autores destacam a predominância de idades modelo (T_{DM}) entre 2.3 e 2.5 Ga sobre idades modelo arqueanas, e propõem que este embasamento da faixa foi formado no Paleoproterozóico em eventos de acreção crustal de caráter juvenil com retrabalhamento de crosta arqueana. Dados Rb-Sr e K-Ar de Hasui *et al.* (1980) e Tassinari *et al.* (1981) mostram importante rejuvenescimento isotópico durante o neoproterozóico, refletindo a ação do evento térmico do Ciclo Brasileiro.

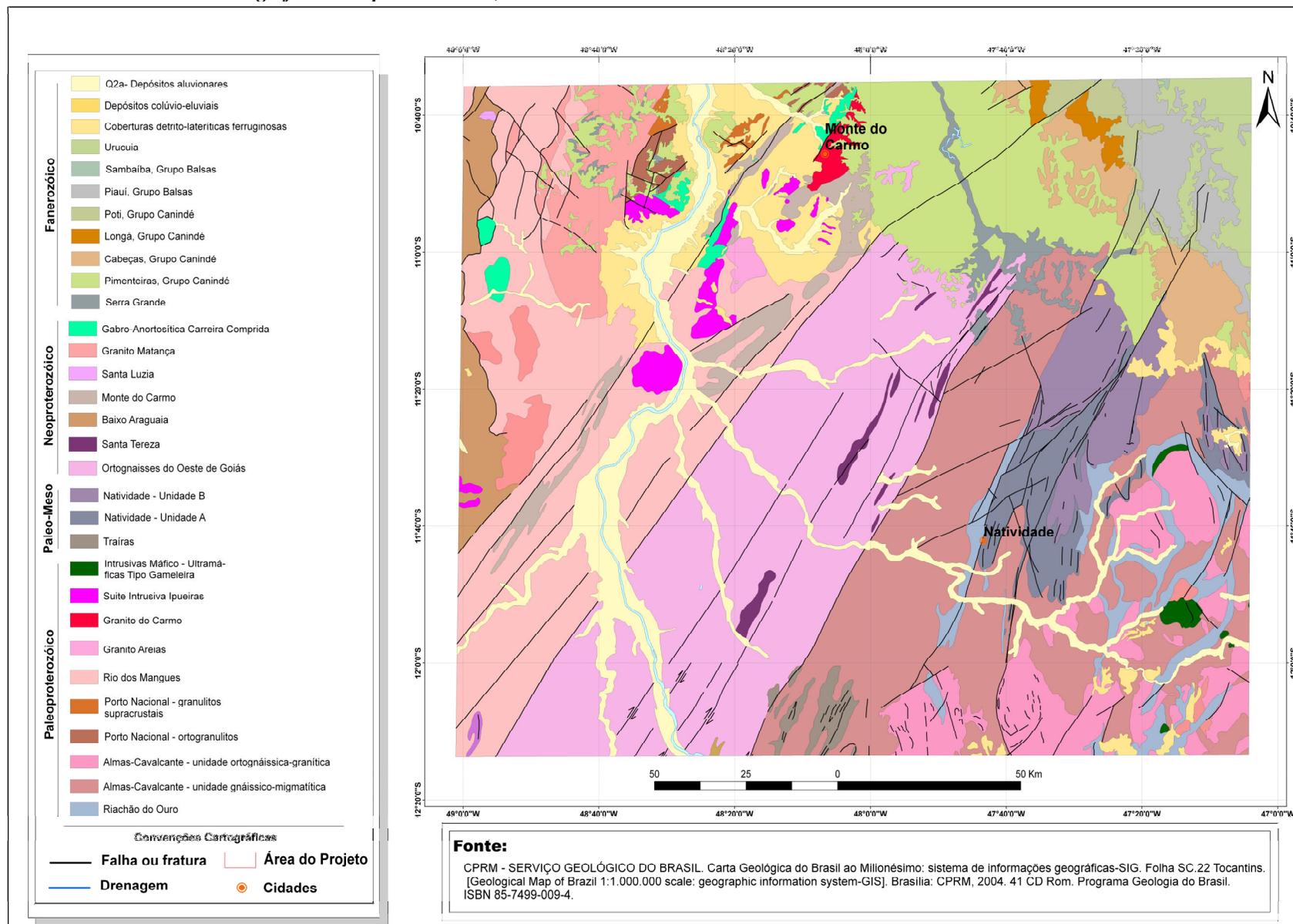


Figura 3 – Mapa geológico da porção sudeste do Estado de Tocantins, região de Natividade-Monte do Carmo (modificado de Faraco et al. 2004).

Os granitos pertencentes à Suíte Xobó (Queiroz 2001a) são intrusivos no embasamento granito-gnáissico e nas seqüências vulcano-sedimentares, a exemplo da mina de Au de Chapada (Queiroz *et al.* 2001b). A suíte é formada por granitos pegmatóides foliados e biotita granitos, por vezes cataclasados, com pegmatitos associados. O método Pb-Pb por evaporação em zircões forneceu idade de 2.012 ± 3 Ma, correspondente à idade máxima de cristalização do granito (Queiroz 2001a).

O metamorfismo regional na área, que varia de xisto-verde a anfibolito, é atribuído ao Evento Transamazônico; enquanto que o retrometamorfismo fica restrito a zonas de cisalhamento de direções N35-50W, sinistrais; e N40-65E, dextrais; formando um par conjugado resultante da compressão E-W durante o Ciclo Brasileiro (Dardenne & Schobbenhaus 2001). Mineralizações auríferas encontram-se hospedadas em metavulcânicas, metassedimentos e granito-gnaisses afetados por zonas de cisalhamento (Padilha 1984; Cruz & Kuyumjian 1999; Ferrari & Choudhuri 2000).

1.2.3- Grupo Natividade

Os metassedimentos da região de Natividade foram reconhecidos por Moore (1963) sob a denominação de Série Natividade *In* Hasui *et al.* (1984). Posteriormente a unidade foi hierarquizada como Grupo Natividade por Costa *et al.* (1976). O conhecimento do conteúdo litológico e extensão areal desta seqüência metassedimentar devem-se aos trabalhos de mapeamento regional referentes aos projetos: Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco (Costa *et al.* 1976), Natividade (Correa Filho & Sá 1980), RADAMBRASIL (Cunha *et al.* 1981), Porto Nacional (Costa *et al.* 1982) e Natividade-Almas (Gorayeb *et al.* 1984). Os principais trabalhos específicos sobre o Grupo Natividade são os artigos de Costa *et al.* (1984), Gorayeb *et al.* (1988) e Hasui *et al.* (1990).

Na maior parte dos trabalhos supracitados existe consenso de que o grupo Natividade aflora descontinuamente nas regiões de Porto Nacional-Monte do Carmo e Natividade-Almas. Contudo, na região de Porto Nacional-Monte do Carmo, existem interpretações conflitantes acerca da descrição litológica e nomenclatura estratigráfica dos metassedimentos que constituem as serras de direção NE a sudeste de Porto Nacional (Serra Manuel do Carmo) e a sul de Monte do Carmo. Esta controvérsia é

exemplificada pelo Projeto RADAMBRASIL (Cunha *et al.* 1981), que denominou estas faixas metassedimentares de Grupo Santo Antônio.

A Figura 4 mostra as principais colunas litoestratigráficas do grupo Natividade nas regiões de Porto Nacional-Monte do Carmo e Natividade-Almas (Costa *et al.* 1976; Correa Filho & Sá 1980; Costa *et al.* 1984 e Gorayeb *et al.* 1988).

A idade das rochas metassedimentares do Grupo Natividade é ainda desconhecida em função da ausência de intercalações de rochas vulcânicas. O único dado disponível refere-se à datação de zircões detriticos pelo método Pb-Pb e à definição de uma idade mínima de 1779 ± 6 Ma para a deposição dos sedimentos do Grupo Natividade (Silva *et al.* 2005). Um único corpo ígneo intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo Natividade, foi assinalado por Silva *et al.* (2003), tendo sido classificado como corpo subvulcânico de composição andesítica a andesito-basáltica, datado pelo método Pb-Pb em 616 ± 6 Ma e assim relacionado ao final do Ciclo Brasileiro.

O referido grupo é considerado como um prolongamento setentrional do Grupo Araí (Costa *et al.* 1976; Marini *et al.* 1984), cuja sedimentação é comprovadamente associada ao desenvolvimento do rifte homônimo, com a individualização das fases rifte e sag bem diferenciadas (Dardenne *et al.* 1999, Alvarenga *et al.* 2002). Esta correlação posiciona o grupo Natividade nos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante a tafrogênese Estateriana (1,8 a 1,6 Ga) na transição do Paleo-Mesoproterozóico (Pimentel *et al.* 1991).

1.3- FAIXA ARAGUAIA – DOMÍNIO PORTO NACIONAL-NOVA CRIXÁS

A Faixa Araguaia corresponde ao ramo norte da Província Tocantins. Apresenta orientação geral N-S com 1.200 Km de extensão e largura de mais de 100 Km, bordejando a margem oriental do Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000; Figura 1).

A região de Porto Nacional-Monte do Carmo esta localizada no sudeste da Faixa Araguaia, setor meridional, onde afloram extensas áreas de seu embasamento (Hasui *et al.* 1984). Estas regiões compõem um segmento crustal de estruturação NNE-SSW chamado de Tocantins Shear Belt por Gorayeb (1996) *In* Gorayeb *et al.* (2000), representando a porção norte do Maciço de Goiás.

Delgado *et al.* (2003) denominaram esta unidade geotectônica de Domínio Porto Nacional-Nova Crixás (Figura 2), compreendendo faixa de direção NE-SW de gnaisses de médio a alto grau metamórfico, que estende-se desde a região de Porangatu até a região de Porto Nacional.

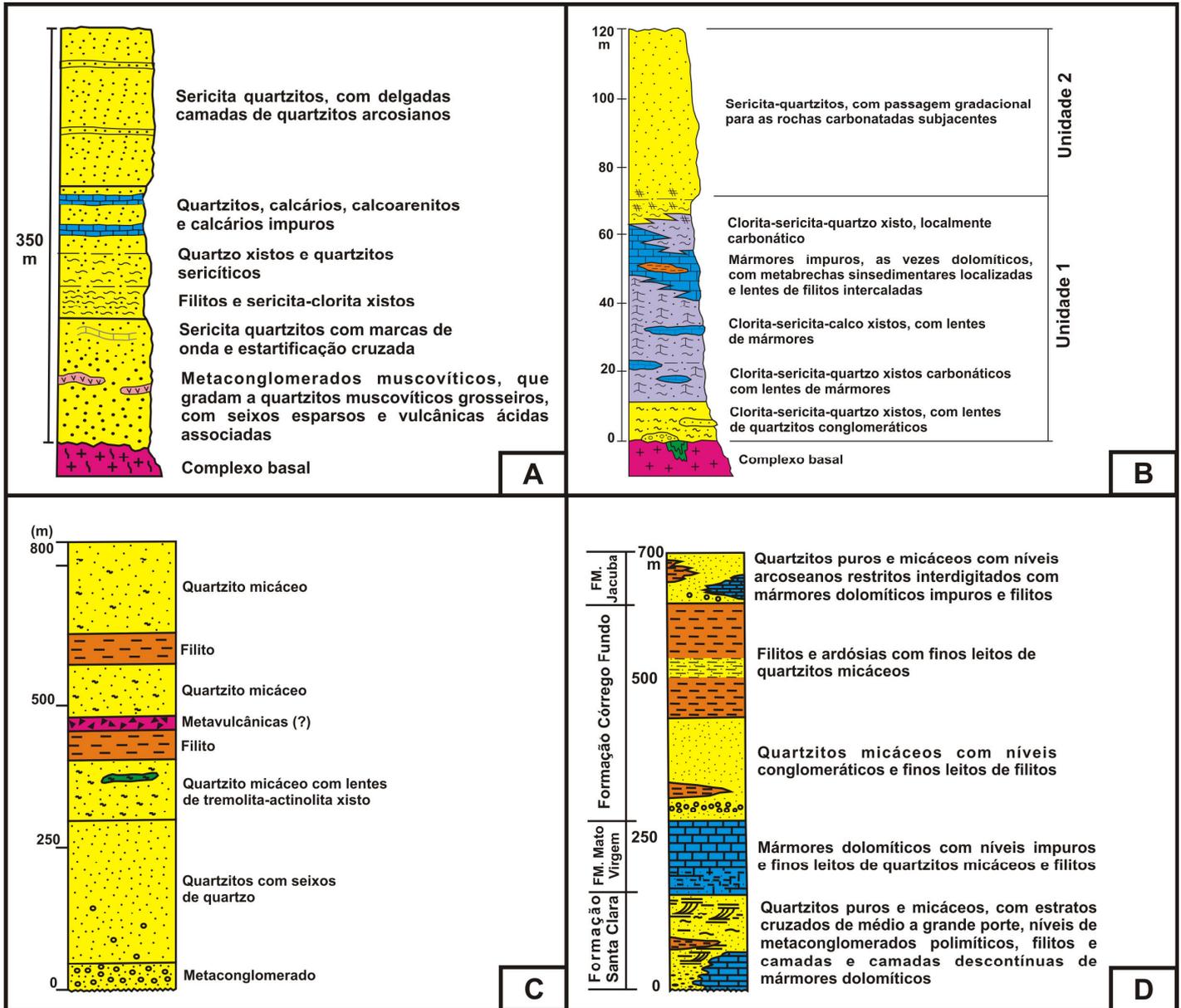


Figura 4 – Colunas litoestratigráficas do Grupo Natividade. (A) modificado de Costa *et al.* (1976); (B) modificado de Correa Filho & Sá (1980); (C) modificado de Costa *et al.* (1984); (D) modificado de Gorayeb *et al.* (1988).

1.3.1- Estratigrafia local

As unidades Paleoproterozóicas da região de Porto Nacional-Monte do Carmo são representadas por: associações de gnaisses e granulitos do Complexo Porto Nacional, gnaisses e rochas metassedimentares e anfibolitos da Formação Morro do Aquiles, ortognaisses e rochas calcilicáticas do Complexo Rio dos Mangues, granitos e rochas vulcânicas ácidas da Suíte Intrusiva Ipueiras, além do corpo anortosítico Carreira comprida de 2071 ± 4 Ma (Gorayeb *et al.* 2000, Gorayeb & Moura 2001; Chaves *et al.* 2008; Frasca *et al.* 2010; Figura 3). O Grupo Natividade é uma sequência metassedimentar que recobre discordantemente os terrenos paleoproterozóicos mais antigos.

As unidades Neoproterozóicas correspondem a Formação Monte do Carmo, aos corpos graníticos da Suíte Lajeado e corpos máfico-ultramáficos (Gorayeb *et al.* 2001; Lima *et al.* 2008; Saboia *et al.* 2007, 2009). Além das unidades mencionadas, ocorrem coberturas sedimentares Pale/Mesozóicas da Bacia do Parnaíba e Cenozóicas (Terciário/Quaternárias) dos depósitos detrítico-lateríticos e aluvionares.

1.3.2- Complexo Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues

Gorayeb *et al.* (2000) chamaram as rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles de Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional. Segundo estes autores as respectivas unidades são formadas por: (i) Complexo Porto Nacional, granulitos máficos, enderbitos, cianita-silimanita-granada-gnaisses e corpos graníticos anatóxicos; (ii) Formação Morro do Aquiles, silimanita-andalusita-cordierita-gnaisses, grafita xistos, gonditos e anfibolitos. Os autores, através do método de evaporação Pb-Pb em zircão, estabeleceram um intervalo de 2,12 a 2,15 Ga para a formação dos protólitos magmáticos e de aproximadamente 2,10 Ga para o metamorfismo granulítico do Complexo Porto Nacional. Este terreno foi empurrado e embricado em direção a oeste, representando uma extensa lasca da crosta inferior exumada tectonicamente.

O Complexo Rio dos Mangues é composto por uma associação de ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e rochas calcissilicáticas subordinadas, parcialmente migmatizadas, proto a ultramilonitizadas (Frasca & Araújo, 2001). Idades Pb-Pb de

2011 ± 41 Ma e 2085 ± 26 Ma foram obtidas por Sousa & Moura (1996), interpretadas como idade de cristalização. Arcanjo & Moura (2000), através do método Pb-Pb, forneceram idades em torno de 2.000 Ma para gnaiss tonalítico do complexo, interpretadas como idades mínimas de cristalização dos zircões. Estes autores propõem o termo Complexo Rio dos Mangues para agrupar as rochas gnáissicas estruturadas no Paleoproterozóico.

Fuck *et al.* (2002) forneceram idades U-Pb sobre zircão entre 2.13 e 2.14 Ga, idades modelo (T_{DM}) entre 2.0 e 2.3 Ga com valores positivos de $\epsilon Nd (T)$ para ortognaisses e granitos localizados na região de Porto Nacional.

1.3.3- Suíte Intrusiva Ipueiras

Associação Plutono-Vulcânica Ipueiras foi a denominação utilizada por Bezerra *et al.* (1981) para representar um evento plutônico e localmente vulcânico, ácido, que equivale a Suíte Lageado de Costa *et al.* (1984). A Suíte foi redefinida por Chaves *et al.* (2003, 2008), como um conjunto de pelo menos quatro plútons graníticos paleoproterozóicos denominados de Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo sob a designação de Suíte Intrusiva Ipueiras.

Queiroz *et al.* (1999) chamaram informalmente de Suíte Vulcânica Santa Rosa o conjunto de rochas vulcânicas ácidas aflorantes ao norte da cidade de Monte do Carmo, e que são correlacionadas ao Granito do Carmo. Segundo estes autores, Palermo (1988), Gorayeb *et al.* (1992) e Paulino *et al.* (2007) a Suíte Santa Rosa é formada por riolitos, riolacitos, dacitos e rochas piroclásticas diversas (tufos e brechas) de baixo grau metamórfico e com estruturas e texturas primárias preservadas. Os dados geocronológicos para esta seqüência apontam idades Pb-Pb em rocha total de 2024 ± 103 Ma (Barradas *et al.* 1992), Pb-Pb em zircão de 2137 ± 12 Ma (Sachett *et al.* 1996) e U-Pb em zircão de 2086 ± 10 Ma (Saboia *et al.* 2007, 2009).

O Granito do Carmo da Suíte Intrusiva Ipueiras é um plúton de tamanho batolítico com composição variando entre sienito a monzogranítica. Apresenta fácies de anfibólio granitos e biotita-anfibólio-granitos, localmente com textura rapakivi (Palermo, 1998). As determinações geocronológicas para o granito indicam idades Pb-Pb em rocha total de 1986 ± 49 Ma (Barradas *et al.* 1992), Pb-Pb em zircão de 2045 ± 34 Ma (Sachett *et al.* 1996) e U-Pb em zircão de 2048 ± 13 Ma (Saboia *et al.* 2007, 2009).

Idade convencional Rb/Sr de 2.069 ± 74 Ma foi obtida por Cunha *et al.* (1981) para o granito Itália. Fuck *et al.* (2002) forneceram idade de cristalização U-Pb sobre zircão de 2.054 ± 14 Ma para o Granito Areias. Chaves *et al.* (2008) obtiveram idades de cristalização Pb-Pb sobre zircão em torno de 2.08 Ga, idades modelo (T_{DM}) entre 2,19 e 2,15 Ga com valores de $\epsilon Nd(T)$ entre +2,5 e +2,9 para os granitos Areias, Ipueiras e Itália. Estes autores caracterizaram os corpos graníticos integrantes da Suíte Intrusiva Ipueiras como granitos subalcalinos peraluminosos do tipo A de ambiente tectônico intraplaca, gerados durante as fases tardias do ciclo Transamazônico.

1.3.4- Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo foi reconhecida nos trabalhos de Costa *et al.* (1976) e Cunha *et al.* (1981). É representada por uma seqüência vulcano-sedimentar epimetamórfica estruturada em blocos abatidos e adernados por falhas (Hasui *et al.* 1984). Esta formação foi considerada uma molassa Brasileira por Schobbenhaus *et al.* (1984), que ratificou sua correlação com o Grupo Jaibaras no Estado do Ceará, admitindo que sua localização, e talvez edificação esteja controlada pelo Lineamento Transbrasiliano.

O vulcanismo máfico e félsico, associado ao pacote sedimentar (conglomerados e arcóseos) foram estudados nos trabalhos de Costa *et al.* (1984), Quaresma & Kotschoubey (2001a, 2002), Saboia *et al.* (2007; 2009), Braga *et al.* (2008) e Brod *et al.* (2009). Segundo esses autores a porção máfica é composta por rochas como basaltos, andesitos e gabros com tipos deformados e hidrotermalizados, enquanto que a porção félsica é formada principalmente por rochas piroclásticas dominadas por partículas de tamanhos cinza. A parte máfica que ocorre no vale do Rio Areinhas é informalmente denominada de Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas (Quaresma & Kotschoubey, 2002). A parte félsica aflora na região localmente conhecida como Pedra Furada (Braga *et al.* 2008).

A formação não possui idade absoluta, uma isócrina Rb/Sr indicou idade de cerca de 1.100 Ma para rochas vulcânicas (Cunha *et al.* 1981). Idades modelo (T_{DM}) em torno de 0,8 Ma foram obtidas por Saboia *et al.* (2007, 2009), que relacionaram a formação ao Neoproterozóico.

1.3.4- Suíte Lajeado

O termo Lajeado foi introduzido por Barbosa *et al.* (1966) para denominar corpo granítico localizado próximo a cidade homônima. Costa *et al.* (1984) utilizaram o nome Suíte Lajeado para agrupar corpos graníticos de idade Paleoproterozóica nas proximidades da cidade de Porto Nacional. Gorayeb *et al.* (2001) restringiram a denominação Suíte Lajeado para os corpos graníticos de idade neoproterozóica da região de Porto Nacional e adjacências. Estes autores obtiveram idades de cristalização Pb-Pb em zircão de 546 ± 6 , 548 ± 5 e 564 ± 4 M.a para os granitos Lajeado, Palmas e Matança respectivamente. O granito Arueira foi datado pelo método Pb-Pb por evaporação em zircões por Quaresma & Kotschoubey (2001b), indicando idade de 571 ± 2 Ma que corresponde a idade de cristalização.

1.3.4- Corpos Máfico-Ultramáficos Acamadados Neoproterozóicos

Lima *et al.* (2008) identificou 2 grupos de intrusões máfica-ultramáfica acamadadas na região de Porto Nacional-Monte do Carmo. O grupo 1 (intrusões Carreira Comprida, Rio Crixás e Morro da Mata) localiza-se a oeste do Rio Tocantins, consiste de cumulos máficos (plagioclásio-magnetita-ilmenita cumulos), gabronoritos e olivina gabronoritos. O grupo 2 (intrusões VE3, São Domingos, Monte do Carmo) encontra-se a leste do Rio Tocantins, é formado por rochas ultramáficas (olivina cumulos). Os autores forneceram uma idade U-Pb sobre zircão de 533 ± 4.2 Ma para a intrusão Rio Crixás (grupo 1), indicativa da época de colocação da intrusão. Os dados Sm-Nd indicam um magma com alta contaminação de material crustal antigo.

1.4 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F. F. M. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Atas*, p.363-391.
- Alvarenga C.J.S., Moura C. A. V., Gorayeb P. S. S.; Abreu F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Umberto Cordani. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. 1 ed. São Paulo: EDUSP, v. 1, p. 32-49.
- Alvarenga C. J.S. de, Botelho N. F., Dardenne M. A., Campos J. E. G., Meneses P. R., Moura M. A., Martins F. A. L. 2002. Eventos rifte e pós-rifte do final do

- Paleoproterozóico no embasamento da Faixa Brasília. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. *Anais*, p. 289-290.
- Arcanjo S. H. S., Moura C. A. V. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia-região de Paraíso do Tocantins (TO). *Rev. Bras. Geoc.*, **30** (4): 665-670.
- Barbosa O., Gomes F.A., Hembold R., Ramos J.R.A. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro. DNPM-DFPM, Monog. 11, 94p.
- Barradas J.A., Lafon J.N., Kotschoubey B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da Região de Monte do Carmo – Porto Nacional, Tocantins. Novos Resultados. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, SP. *Anais*, p.182-183.
- Braga L. M. V., Dardenne M. A., Junqueira-Brod T. C., Sabóia A. M., Paulino F., Pereira G. S. P., Oliveira A. A. 2008. Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. *In:* IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Foz do Iguaçu - PR. *Anais* - CD-ROM.
- Brod T.C.J., Dardenne M.A., Saboia A.M., Gomide C.S. 2009. Geoquímica das rochas vulcânicas da região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. *In:* SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, XI, Cuibá, *Anais*. CD-ROM.
- Bezerra P.E.L., Cunha B.C.C., Ianhez A.C., Potiguar L.A.T, Pitthan J.H.L., Souza Jr.J.J, Montalvão R.M.G, Souza A.M.S. 1981. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. *In:* SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, *Atas*, 363-375.
- Chaves C. L., Gorayeb P. S. S., Moura C. A. V. 2003. A Granitogênese Paleoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: Idades Modelo (TDM) e Evaporação de Pb em zircão. *In:* SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, VIII, Manaus, *Anais*. CD-ROM.
- Chaves C. L., Gorayeb P. S. S., Moura C. A. V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos tipo A do setor setentrional da Província Tocantins. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**: 366-378.
- Correa Filho F. C. L. & Sá A. M. 1980. *Projeto Natividade*. Relatório Final. Goiânia, conv. DNPM/CPRM.
- Costa L. A. M., Portella A. C. P., Nilson A. A., Vale C. R. O., Marchetto C. L. M., Santos E. L., Meneguesso G., Inda H. A. V., Sterna L. H., Marchetto M., Baptista M. B., Fratin O., Mosmann O., Oliveira T. F., Silva W. G. 1976. *Projeto Leste Tocantins/Oeste do São Francisco*. Relatório Final, Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC.
- Costa J.B.S, Martins J.P. de A., Beltrão J.F., Góes A. M., Lemos R. L., Gorayeb P.S. de S. 1982. *Projeto Porto Nacional*. Belém, conv. DNPM/UFPA. 104 p.(Relatório Inédito).

- Costa J. B. S. 1984. Aspestos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 210 p.
- Costa J.B.S., Lemos R.L.; Martins J.P.A., Beltrão J.F, Goes A.M., Hasui Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Rev. Bras. Geoc.*, **14** (1):3-11.
- Cruz E.L.C.C. da; Kuyumjian R.M. 1998. Geologia e Evolução Tectônica dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Tocantins: região de Almas-Dianópolis, Estado do Tocantins, Brasil Central. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**(2):173-182.
- Cruz E. L. C. C., Kuyumjian R. M. 1999. Mineralizações auríferas filoneanas do Terreno granito-greenstone do Tocantins. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:291-298.
- Cruz E. L. C. da. 2001. A gênese e o contexto tectônico da Mina Córrego Paiol, terreno Almas-Conceição: um depósito de ouro hospedado em anfibolito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília. Tese de Doutorado, IG/UnB, 183p.
- Cruz E. L. C. C., Kuyumjian R. M., Boaventura, G. R. 2003. Low-k Calc-Alkaline Granitic Series of Southeastern Tocantins State: Chemical Evidence for Two Sources for the Granite-gneissic Complexes in the Paleoproterozoic Almas-Dianópolis. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**:125-136.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Jr. J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Projeto RADAMBRASIL. Geologia da Folha SC. 22 Tocantins, Rio de Janeiro, Secretaria Geral/ MME. (Lev. Rec. Nat. 22).
- Dardenne, M.A. 1978. Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. *Anais*. v.1, 299-308.
- Dardenne M. A., Campos J. E. G., Alvarenga C. J.S. de, Martins F. A. L., Botelho N. F. 1999. A seqüência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 7, Brasília, Atas, p. 100.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 231-263.
- Dardenne M. A., SCHOBENHAUS C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Universidade de Brasília, 2001. 349 p.
- Delgado I.M, Souza. J.D, Silva.L.C, Silveira Filho.N.C, Santos R.A, Pedreira A.J, Guimarães J.T, Angelim L.A, Vasconcelos A.M Gomes I.P, Lacerda Filho J.V, Valente C.R Perrotta M.M, Heinick C.A; 2003 Província Tocantins. *In*: BIZZI,

L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Ed.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM. p.281-292.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa E.J.S., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes, I.P. 2004. Folha SC.22-Tocantins. *In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R. Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Ferrari M.A.D. & Choudhuri A. 2000. Chemical and Structural Constraints on the Paiol Gold Deposit, Almas Greenstone Belt, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **30**(2):297-301.

Frasca A.A.S., Araújo V.A. 2001. Projeto Hidrogeologia no Tocantins – Folha Palmas-SD.22-Z-B. Goiânia: CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Frasca A.A.S. *et al.* 2010. Projeto Sudeste do Tocantins. Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi (SC.22-Z-D). Estado de Tocantins. Escala 1:250.000. Goiânia, CPRM. Inédito.

Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4*. Brasília. *Anais*, p.184-187.

Fuck R.A. Dantas E.L., Pimentel M.M. 2001 Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. *In: Symposium on Isotope Geology, 3*, Pucón, Chile. Proceedings. p.311-313.

Fuck R. A., Dantas E. L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Junges S. L., Hollanda M. H.B.M., Moraes R., Armstrong R. 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. *In: SBG, Cong. Bras. de Geologia, 41*, João Pessoa. **Anais**, p. 308.

Fuck R.A. Pimentel M.M. Soares J.E., Dantas E. L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9*, Goiânia. *Anais*. p.26-27.

Gorayeb P.S.S., Costa J.B.S, Lemos R.L., Bemerguy R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B. 1984. Projeto Natividade-Almas. Belém. Convênio. CVRD/UFPA. (relatório inédito).

- Gorayeb P.S.S., Costa J.B.S, Lemos R.L., Gama Jr. T., Bemerguy R.L., Hasui Y. 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**: 391-397.
- Gorayeb P.S.S., Palermo N., Leite A.A.A. 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo – TO: caracterização geológica – petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, SP, Bol. Res. Expand., p. 313-314.
- Gorayeb P.S.S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO. Centra de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Ph. D. Thesis, 261 p.
- Gorayeb P. S. S., Moura C. A. V., Barros, G. R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1), p. 215-224, 2000.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional, TO. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Gorayeb P. S. S., Chaves C. L., Moura, C. A. V. 2001. A granitogenese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: implicações para redefinição da Suite Lajeado. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. Boletim de resumos expandidos, CD ROM.
- Hasui Y., Tassinari C. C. G., Junior O. S., Teixeira W., Almeida F. F. M. de, Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar no centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. *In*: SBG, 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camburiú, *Anais*, p. 2.669- 2.676.
- Hasui Y., Costa J. B. S., Abreu, F. A. M. 1984. Província Tocantins - Setor setentrional. *In*: F F M de Almeida; Y Hasui. (Org.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Editora Edgard Blucher, p. 187-204.
- Hasui Y., Costa J. B. S., Saad A. R., Campanha V. A. 1990. O Grupo Natividade e sua correlação com o Grupo Bambuí. Geociências (UNESP. Impresso), São Paulo, v. Esp., n. Especial, p. 299-316.
- Lima H. A. F., Ferreira Filho C; Pimentel M, Dantas E, Araujo S. 2008. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**: 300-317.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A., Loguércio S.O., Ramalho R. 1984. As faixas de dobramento, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In*: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (coords.), *Geologia do Brasil, Brasília*, DNPM, pp.251-303.
- Moore B. 1963. Geological reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Relatório n. 1854, PETROBRÁS/ DEPEX, RJ.

- Padilha J.L. 1984. Prospecção de Ouro na região nordeste de Goiás. *In: Projeto Pindorama –Docegeo. Rio Doce – Geologia e Mineração, 78-95.*
- Palermo N. 1988. Geologia e Mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás. Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro, UFRJ, 139p.
- Paulino F., Dardenne M. A., Junqueira-Brod T. C., Saboia A. M., Braga L. M. V., Silveira D. A., Gomide C. S., Pereira G. S. P., Oliveira A. A. 2008. Geologia da Região do Córrego Saleiro, Suíte Vulcânica Santa Rosa, Monte do Carmo, TO. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.*
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research, 52:321-335.*
- Quaresma E. C., Kotschoubey B. 2001a. Petrologia e geoquímica de rochas da Formação Monte do Carmo, Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Resumos Expandidos, p. 35-37- CD-ROM.*
- Quaresma E. C.; Kotschoubey, B. 2001b. Granito Arueira, região de Porto Nacional, Tocantins: testemunho de granitogênese brasileira. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, VII, Belém. Resumos Expandidos - CD-ROM.*
- Quaresma E. C., Kotschoubey B. 2002. Caracterização preliminar de Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, região de Monte do Carmo, Tocantins. *In: SBG, Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 2, Belém. Resumos.*
- Queiroz J.P.C., Kotschoubey B., Lafon, J.M. 1999. Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. *In: SBG, Simpósio da geologia da Amazônia, 6, Manaus, Anais, p.574-576.*
- Queiroz J.P.R. 2001a. Geologia e mineralização aurífera da área de Chapada, Tocantins. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 114pp.
- Queiroz J. P., KOTSCHOUBEY B., Lafon J. M. 2001b. Geologia e Mineralizações Auríferas da Área de Chapada-Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. CD-ROM.*
- Sachett C. R., Lafon J. M., Kotschoubey B. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, p. 264-267.*
- Saboia A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C. 2007. Aspectos geológicos e geocronológicos do Granito Monte do Carmo, da Suíte Santa Rosa e da Formação Monte do Carmo, Região de Monte do Carmo (TO). *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, X, Porto Velho-RO. CD-ROM.*

- Saboia A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C., Dantas E.L., Palermo N. 2009. Dados Isotópicos e Geocronológicos da região de Monte do Carmo – TO. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus. CD-ROM.*
- Schobbenhaus C., Campos D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sulamericana no Brasil e suas principais concentrações. *In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Org.). Geologia do Brasil. 1 ed. Brasília, DNPM, v. 1, p. 9-53.*
- Silva E. R. P. 1987. Estudos das ocorrências Aurífera da área de Natividade-GO. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém. 125p.
- Silva W.L., Kotschoubey B., Lafon J.M., Gallarza M.A. 2003. Corpo andesítico neoproterozóico intrusivo no Grupo Natividade: indício de magmatismo brasileiro no extremo norte da zona externa da Faixa Brasília - região de Natividade, sudeste do Estado do Tocantins. *In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Belém, Pará, Brasil, Resumos Expandidos, p. 779-783.*
- Silva W.L., Kotschoubey B., Gallarza M.A. 2005. Grupo Natividade e Grupo Araí: correlatos mas diacrônicos. *In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 10, e Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, 2, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brasil, Anais, CD-ROM.*
- Souza, S.H.P. de & Moura, C.A.V. 1996. Considerações estratigráficas sobre as rochas do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém, SBG-NO. Atas. p. 113-116.*
- Tassinari C. C. G., Siga Junior O., Teixeira W. 1981. Panorama geocronológico do centro-oeste brasileiro: soluções, problemáticas e sugestões. *In: SBG, 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, Ata, 93-114.*

Capítulo 2
Litoestratigrafia do Grupo Natividade
na região de Natividade-Pindorama,
Sudeste do Estado do Tocantins

LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO NATIVIDADE NA REGIÃO DE NATIVIDADE-PINDORAMA, SUDESTE DO ESTADO DE TOCANTINS.

MARCEL AUGUSTE DARDENNE¹ & ANDRÉ MENEZES SABOIA²

1 - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica e Recursos Minerais, Campus Universitário Darcy Ribeiro, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brasil. Pesquisador Associado: marceldardenne@yahoo.fr

2 - Bolsista IC (CNPq): andre.saboia@bol.com.br

Resumo Este artigo apresenta a descrição da litoestratigrafia do Grupo Natividade (Paleo-Mesoproterozóico) na região de Natividade-Pindorama, sudeste do Estado de Tocantins. Os trabalhos de campo efetuados na região possibilitaram o reconhecimento de oito unidades litoestratigráficas recobrimo em discordância erosiva e angular os gnaisses tonalíticos e granitos paleoproterozóicos relacionados ao Ciclo Transamazônico. As principais litologias representativas desta sucessão são, da base para o topo: metadolomitos; quartzitos e metaconglomerados intraformacionais; metadolomitos e metacalcários; metassiltitos com lentes de metadolomitos e níveis de quartzitos; quartzitos; metassiltitos com lentes de metadolomitos; quartzitos intercalados com metassiltitos; metassiltitos. O ambiente de sedimentação caracteriza uma deposição de plataforma marinha, permitindo afastar a hipótese da presença de uma fase rifte no início da formação do Grupo Natividade na região e relacionar a individualização deste grupo à fase pós-rifte de subsidência térmica, que se desenvolve na porção superior do Grupo Araí na área situada ao sul e sudoeste de Natividade. Todas as unidades do Grupo Natividade foram fortemente afetadas pela deformação induzida pelo Sistema Transbrasiliano de falhamentos transcorrentes dextrais, orientados segundo a direção NNE, desenvolvido no final do Ciclo Brasileiro. O conjunto é recoberto discordantemente pelos sedimentos horizontais paleozóicos da Bacia do Parnaíba (Grupo Serra Grande e Formação Pimenteiras).

Palavras Chaves: Grupo Natividade; Paleoproterozóico; Litoestratigrafia; Faixa Brasília.

Abstract This paper presents the lithostratigraphy of the Natividade Group (Paleo-Mesoproterozoic) in the region of Natividade-Pindorama, southeast of the Tocantins state. The field work allowed the recognition of eight lithostratigraphic units overlaying by angular unconformity the gneiss and granites related to the Amazonian Cycle. The main rock types of the succession are represented from base to top by: metadolomites; quartzites and intraformational metaconglomerates; metadolomites and metalimestones; metasilstones with lenses of metadolomites and levels of quartzites; quartzites; metasilstones with lenses of metadolomites; quartzites intercalated with metasilstones; metasilstones. The sedimentary environment characterizes a deposition on a marine platform. These observations do not agree with the hypothesis of a rift fase at the beginning of the Natividade sedimentation in the region, and are more consistant with the thermal subsidence that occurs in the upper part of the Araí Group at south and southwest of Natividade. All the units of the Natividade Group have been affected by the strong deformation of the Transbrasiliano System, characterized by regional transcurrent dextral faults oriented along a north-northeast direction, and developed at the end of the Brasileiro Cycle. The Precambrian lithologies are unconformably recovered by the horizontal Paleozoic sediments of the Parnaíba basin.

Key Words: Natividade Group; Paleoproterozoic; Lithostratigraphy; Brasília Belt.

INTRODUÇÃO

O Grupo Natividade, originalmente definido por Moore (1963), representa uma importante sucessão metassedimentar paleo-mesoproterozóica, localizada na zona externa do segmento norte da Faixa de Dobramentos Brasília (Figura 1), a qual faz parte da Província Tocantins. A sucessão metassedimentar aflora no sudeste do Estado do Tocantins, constituindo o

conjunto de serras que se situam a leste da estrada de terra, orientada segundo a direção norte-sul, que liga Natividade a Pindorama, e ao norte da cidade de Natividade e da rodovia TO-050 (Figura 1).

O referido grupo é considerado como um prolongamento setentrional do Grupo Araí (Marini *et al.* 1984 a, b), cuja sedimentação é comprovadamente associada ao desenvolvimento do rifte homônimo com a individualização das fases rifte e sag bem diferenciadas (Dardenne *et al.* 1999; Alvarenga *et al.* 2002). A caracterização da sucessão litoestratigráfica do Grupo Natividade é de fundamental importância para definir a eventual extensão do rifteamento desde o Estado de Goiás até o Estado do Tocantins segundo a direção NE. As principais referências sobre o Grupo Natividade são devidas aos projetos Natividade (Correa Filho & Sá 1980), Natividade-Almas (Gorayeb *et al.* 1984), Projeto RADAMBRASIL (Cunha *et al.* 1981) e Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco (Costa *et al.* 1976), além do artigo mais específico publicado por Gorayeb *et al.* (1988).

GEOLOGIA REGIONAL

Na área mapeada (Figura 2), as rochas pertencentes ao Grupo Natividade sobrepõem-se em discordância erosiva e angular ao embasamento granito-gnáissico, e localmente a relíquias de faixas de “*greenstone belts*” preservadas como ilhas dentro desse embasamento, como observado nas proximidades das cidades de Natividade e Almas. O embasamento granito-gnáissico é composto essencialmente por gnaisses tonalíticos e alguns granitos intrusivos, como os da Suíte Xobó na cidade de Chapada de Natividade, datados pelo método Pb-Pb sobre zircão em 2012 ± 3 Ma (Queiroz 2001). Na região, tanto os gnaisses tonalíticos como os granitos intrusivos neles apresentam, a partir de análises Sm-Nd, idades T_{DM} entre 2,2 e 2,0 Ga, características do Paleoproterozóico Inferior e associadas ao Evento Transamazônico (Saboia *et al.* a, em preparação).

No final do Ciclo Brasileiro, as rochas pertencentes ao Grupo Natividade foram afetadas pelas extensas zonas de cisalhamento regionais dextrais de direção preferencial nordeste, conhecidas sob a denominação de Falhamentos Transbrasilianos (Schobbenhaus *et al.* 1984). Essa deformação é acompanhada por forte milonitização e intensos dobramentos, com desenvolvimento de metamorfismo da fácies xisto verde baixo.

A idade das rochas metassedimentares do Grupo Natividade é ainda desconhecida em função da ausência de intercalações de rochas vulcânicas. O único dado disponível refere-se à datação de zircões detríticos pelo método Pb-Pb e à definição de uma idade mínima de 1779 ± 6 Ma para a deposição dos sedimentos do Grupo Natividade (Silva *et al.* 2005), o que permite excluir uma deposição dos sedimentos do Grupo Natividade anterior à intrusão do granito Monte do Carmo como sugerido por Queiroz *et al.* (1999), e propor uma possível correlação desse grupo com o Grupo Araí, onde as rochas vulcânicas da base foram datadas pelo método U-Pb sobre zircão em 1771 ± 2 Ma (Pimentel *et al.* 1991).

Um único corpo ígneo intrusivo nas rochas metassedimentares foi assinalado por Silva *et al.* (2003), tendo sido classificado como corpo subvulcânico de composição andesítica a andesito-basáltica, datado pelo método Pb-Pb em 616 ± 6 Ma e assim relacionado ao final do Ciclo Brasileiro.

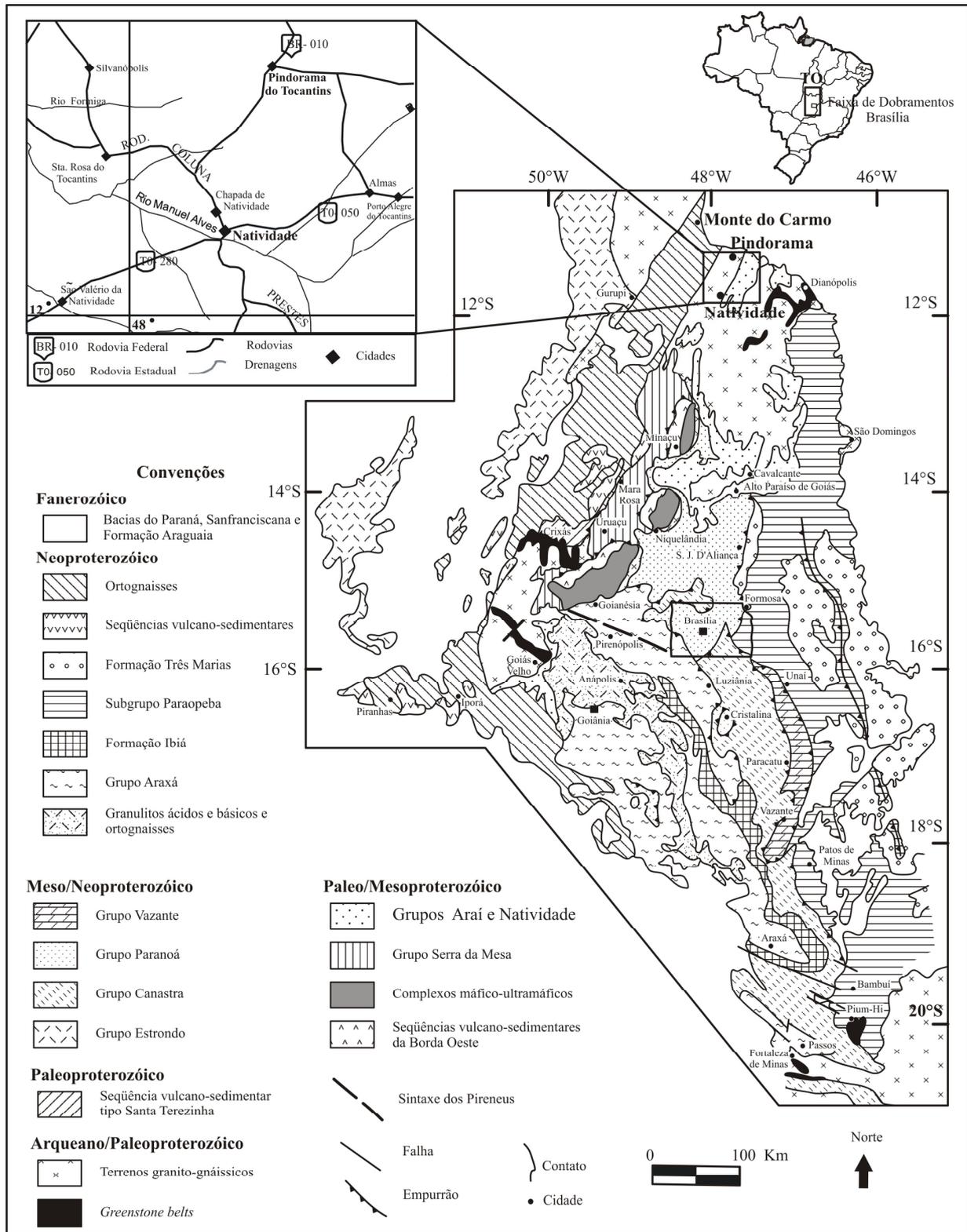


Figura 1 - Mapa geológico da Faixa de Dobramentos Brasília (segundo Dardenne, 2000).

Na região de Monte do Carmo, situada a noroeste de Natividade, Palermo (1988) assinalou a presença de duas seqüências de rochas metavulcânicas: i) a primeira e mais antiga, de natureza ácida, atribuída ao Mesoproterozóico, e conhecida regionalmente sob a denominação de Suíte Santa Rosa (Queiroz *et al.* 1999); ii) a segunda e mais jovem, de natureza máfica a intermediária, relacionada ao Neoproterozóico e correlacionada à Formação Monte do Carmo.

A porção vulcânica ácida pertencente à Suíte Santa Rosa (riolitos e dacitos, além de rochas piroclásticas) repousa discordantemente sobre o embasamento de gnaisses tonalíticos, sendo geneticamente relacionada ao granito Monte do Carmo (Bezerra *et al.* 1981). Essa seqüência vulcânica ácida e o granito Monte do Carmo foram datados pelo método Pb-Pb sobre zircão por diversos pesquisadores: i) Barradas *et al.* (1992) fornecerem idades de 2024 ± 103 Ma para a seqüência vulcânica ácida, e idades variadas para o granito Monte do Carmo de 1741 ± 54 Ma, 1986 ± 49 Ma, a 1873 ± 25 Ma (Costa & Hasui 1988); ii) Sachett *et al.* (1996) mostraram idades de 2137 ± 12 Ma para a seqüência vulcânica, e 2045 ± 34 Ma para o granito. Novos dados para a seqüência vulcânica ácida (Saboia *et al.* b, em preparação), obtidos pelo método U-Pb sobre zircão, confirmam os dados anteriores, atribuindo para essa seqüência uma idade $2085,8 \pm 9,8$ mais antiga do que as rochas metassedimentares do Grupo Natividade, desvinculando-a da fase de rifteamento Araí e da Formação Monte do Carmo.

Por outro lado, novos dados relativos ao granito Monte do Carmo indicaram uma idade U-Pb sobre zircão de 2048 ± 13 Ma, confirmando o caráter intrusivo deste granito na seqüência vulcano-sedimentar ácida, a qual o mesmo parece ser geneticamente associado conforme a interpretação de Queiroz *et al.* (1999) e Palermo (2005), e permitindo assim estabelecer a sua relação com o Ciclo Transamazônico (Saboia *et al.* b, em preparação).

A porção da seqüência vulcano-sedimentar de natureza predominantemente basáltica a andesito-basáltica, considerada mais jovem que o granito Monte do Carmo (Queiroz *et al.* 1999; Palermo 1988), revelou, a partir das análises Sm-Nd realizadas, idades T_{DM} brasileiras, indicando que essa unidade vulcânica está intimamente associada à evolução da Formação Monte do Carmo (Dardenne *et al.*, em preparação), para a qual uma origem molássica foi atribuída por Bezerra *et al.* (1981) e Schobbenhaus *et al.* (1984), em função da presença predominante de conglomerados líticos e arcósios na sucessão sedimentar. Essa idade Brasileira do vulcanismo máfico a intermediário exclui a hipótese de Gorayeb *et al.* (2000) e Costa *et al.* (1984) segundo a qual a Formação Monte do Carmo seria Paleoproterozóico ou Mesoproterozóico.

LITOESTRATIGRAFIA

O levantamento da sucessão litoestratigráfica do Grupo Natividade (Figura 3) foi realizado ao longo de seções escolhidas em função das facilidades de acesso e da menor influência das complicações tectônicas induzidas pelos falhamentos transbrasilianos. Essa ressalva implica que a extensão e representação de certas unidades podem ainda ser modificadas no mapa apresentado, sem entretanto alterar significativamente o arcabouço litoestratigráfico aqui apresentado (Dardenne & Saboia 2006).

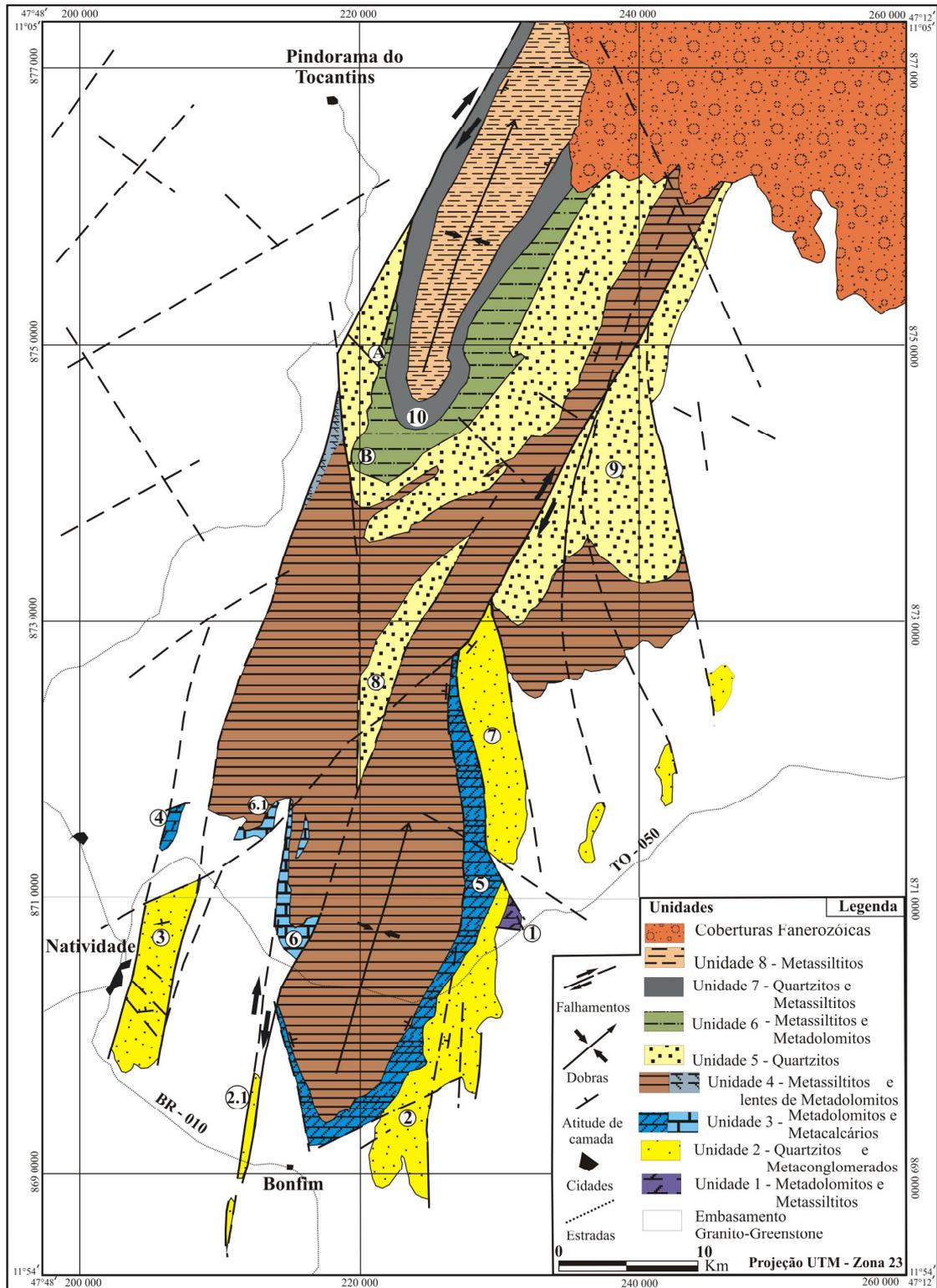


Figura 2- Mapa geológico simplificado da região de Natividade-Pindorama. Pontos de localização: 1.Pedreira NATICAL; 2.Serra de Santa Clara; 2.1. Serra Cruz das Almas; 3.Serra de Natividade; 4.Morro do Mutum; 5.Serra da Mata Virgem;6.Serra Preta;6.1. Morro da Oficina; 7.Serra da Vaca Brava; 8.Serra do Grilo; 9.Serra do Baeta; 10.Serra do Belo Horizonte; A.Fazenda Sucuriú; B.Lagoa do Japonês. Projeção UTM, zona 23.

Unidade 1: Metadolomitos e Metassiltitos

A Unidade 1 é a parte basal do Grupo Natividade na área estudada. É composta por metadolomitos (Figura 4) que passam para metassiltitos em direção ao topo. Aflora na porção leste da área, constituindo um morro isolado, onde se encontra a pedreira da empresa NATICAL, repousando discordantemente sobre o embasamento gnáissico arrasado. Os metadolomitos inferiores possuem cor cinza escuro, são maciços e apresentam intenso fraturamento, com fraturas preenchidas por vênulas de quartzo e calcita. Os metadolomitos superiores têm cor cinza claro, possuem aspecto rugoso e localmente exibem estratificação plano-paralela centimétrica. Os metassiltitos da unidade possuem cor esverdeada, estrutura maciça e são foliados. Na porção superior, apresentam-se freqüentemente em placas com intercalações de filitos carbonosos. O conjunto possui atitude média de 240/45° e espessura estimada superior a 250m.

Unidade 2: Quartzitos e Metaconglomerados

A Unidade 2 é composta por um espesso pacote de quartzitos, na base, com intercalações de metaconglomerados oligomíticos e intraformacionais na parte superior, que sustentam as serras de Natividade, de Santa Clara, de Cruz das Almas e da Vaca Brava, orientadas na direção NNE. Repousa discordantemente tanto sobre rochas do embasamento (granito-gnaisses e *greenstone belts*) quanto concordantemente sobre os metassiltitos do topo da Unidade 1 na porção centro-leste da área.

Num único afloramento de extensão restrita, a base da Unidade 2 é marcada pela presença de um metaconglomerado lítico sustentado pela matriz, com clastos de gnaisses do embasamento (Figura 5 a). Os clastos, de 1 a 15 cm, apresentam-se fortemente deformados e imersos em uma matriz silto-argilosa esverdeada. No restante da região, este metaconglomerado basal está ausente, de tal forma que os quartzitos estratigraficamente acima desta fácies se sobrepõem diretamente ao embasamento ou aos metassiltitos e metadolomitos da Unidade 1. Os quartzitos inferiores são de cor branca, possuem granulação fina a média, apresentando-se bem estratificados e às vezes laminados (Figura 5b,c). Os quartzitos superiores são intercalados com metaconglomerados oligomíticos (Figura 5d) que podem ser sustentados pelos clastos ou pela matriz arenosa. Esses metaconglomerados possuem clastos de quartzo e quartzito variando de 1 até 40 cm de diâmetro, alongados e deformados segundo a foliação. Geralmente os quartzitos superiores possuem cor cinza a branca, granulação média a grossa, são micáceos, por vezes maciços, constituindo bancos maciços intercalados com níveis foliados. Preservam estruturas primárias como marcas onduladas, estratificações plano-paralelas e cruzadas.

No flanco oeste da Serra de Santa Clara encontra-se uma sucessão de pequenas cristas quartzíticas alternando com horizontes de metassiltitos quartzosos, e que termina numa camada com 2m a 5m de espessura de uma brecha quartzítica, esta em contato direto e concordante com os metadolomitos da Unidade 3. A brecha apresenta fragmentos angulosos de quartzito com tamanhos que variam de poucos cm até 50 cm, dispersos aleatoriamente em uma matriz arenosa. Esta brecha aparentemente não possui grande continuidade lateral, já que em outros locais ela está ausente. A espessura da Unidade 2 foi estimada entre 300 e 400m.

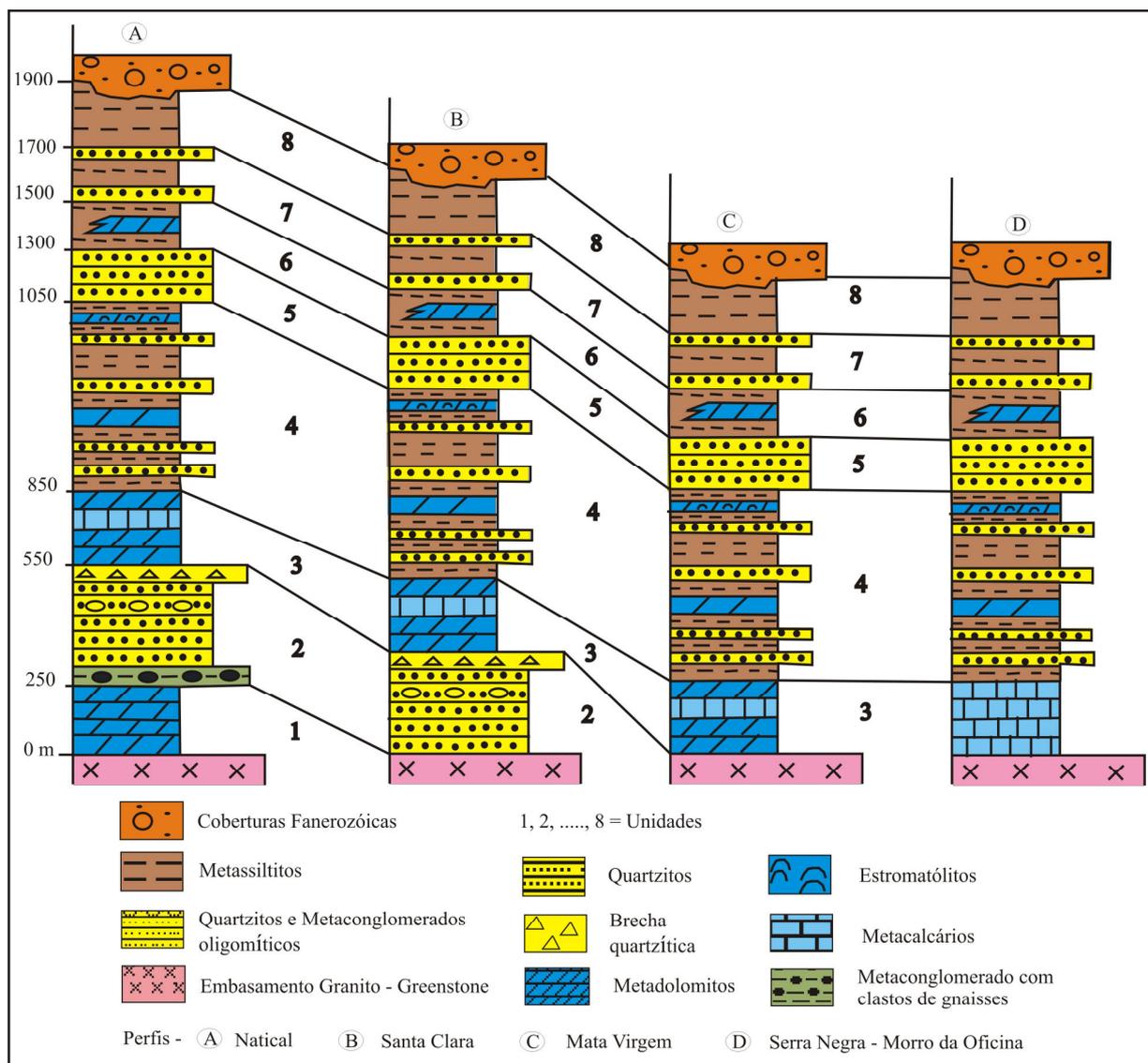


Figura 3- Correlações entre as colunas litoestratigráficas da região de Natividade-Pindorama.

Unidade 3: Metadolomitos e Metacalcários

A Unidade 3 é constituída essencialmente por metadolomitos que mostram na sua porção superior uma importante intercalação (15 a 20 m de espessura) de metacalcários cinza. Esses metacalcários se destacam pela coloração cinza escuro e pela quase ausência de vegetação, que fica restrita a cactos de grande porte, contrastando com a vegetação exuberante dos metadolomitos. Aflora na porção centro norte da área estudada, na Serra do Mato Virgem, onde se sobrepõe aos quartzitos da Unidade 2. Lateralmente, os metadolomitos da Unidade 3 podem se sobrepôr diretamente ao embasamento, como no Morro do Mutum, caracterizando uma fase de expansão da bacia, contrastando com as prováveis calhas e depressões onde se acumularam as

fácies detríticas. Os metadolomitos são cristalinos, de cor cinza claro a rosado, maciços, apresentando laminações e por vezes estratificações (Figura 6a).

Em outros locais, a Unidade 3, predominantemente dolomítica, torna-se essencialmente calcária, como na Serra Preta e nos morros da Oficina e do Carneiro, onde os metacalcários apresentam-se com o seu relevo bastante característico e a morfologia de “lapiês” bem desenvolvida (Figura 6b), sobrepondo-se também diretamente ao embasamento. Os calcários são cinza, laminados e microcristalinos, apresentando espessas intercalações de calcários oolíticos cinza claro e cristalinos. Mostram eventualmente estratificações cruzadas e níveis de brechas lamelares (Figura 6c). É muito comum a presença de fraturas e vênulas de quartzo ou calcita. Esse conjunto de serras e morros constitui uma ampla estrutura sinclinal e uma anticlinal menor, que aparentemente inicia-se na porção leste da área e estende-se até a porção oeste, fechando-se em direção ao sul, perto do povoado de Bonfim. A espessura da unidade 3 é da ordem de 250 a 400 m.



Figura 4- Metadolomitos basais da Unidade 1 (Pedreira NATICAL).

Unidade 4: Metassiltitos e Metadolomitos

As rochas que integram a Unidade 4 distribuem-se na porção mais central da área, ocupando desde regiões planas até morros e serras. A unidade repousa em contato concordante sobre os metadolomitos e metacalcários da Unidade 3 inferior. É composta predominantemente por metassiltitos intercalados com quartzitos e lentes de metadolomitos.

Os metassiltitos, que sobrepõem os metadolomitos localizados na porção oeste da Serra da Santa Clara, possuem estrutura laminada com alternância centimétrica de bandas esbranquiçadas de silte e bandas esverdeadas de argila (Figura 7a) e mostram finas intercalações de quartzitos. Apresentam-se fortemente verticalizados e dobrados. Os quartzitos geralmente sustentam as regiões de maiores altitudes, a exemplo do Morro das Araras. Possuem cores branca, cinza e rosada, granulação fina, localmente com níveis grossos, podendo ser micáceos,

foliados ou maciços e laminados. Algumas vezes apresentam intercalações de quartzo xistos. Os metadolomitos têm cores variando de cinza claro a levemente rosado, são laminados e por vezes apresentam-se em lajes, mostrando localmente estromatólitos colunares (Figura 7b, c). A espessura da Unidade 4 é de difícil estimativa em função do intenso dobramento interno, ficando provavelmente entre 150 e 250 m.

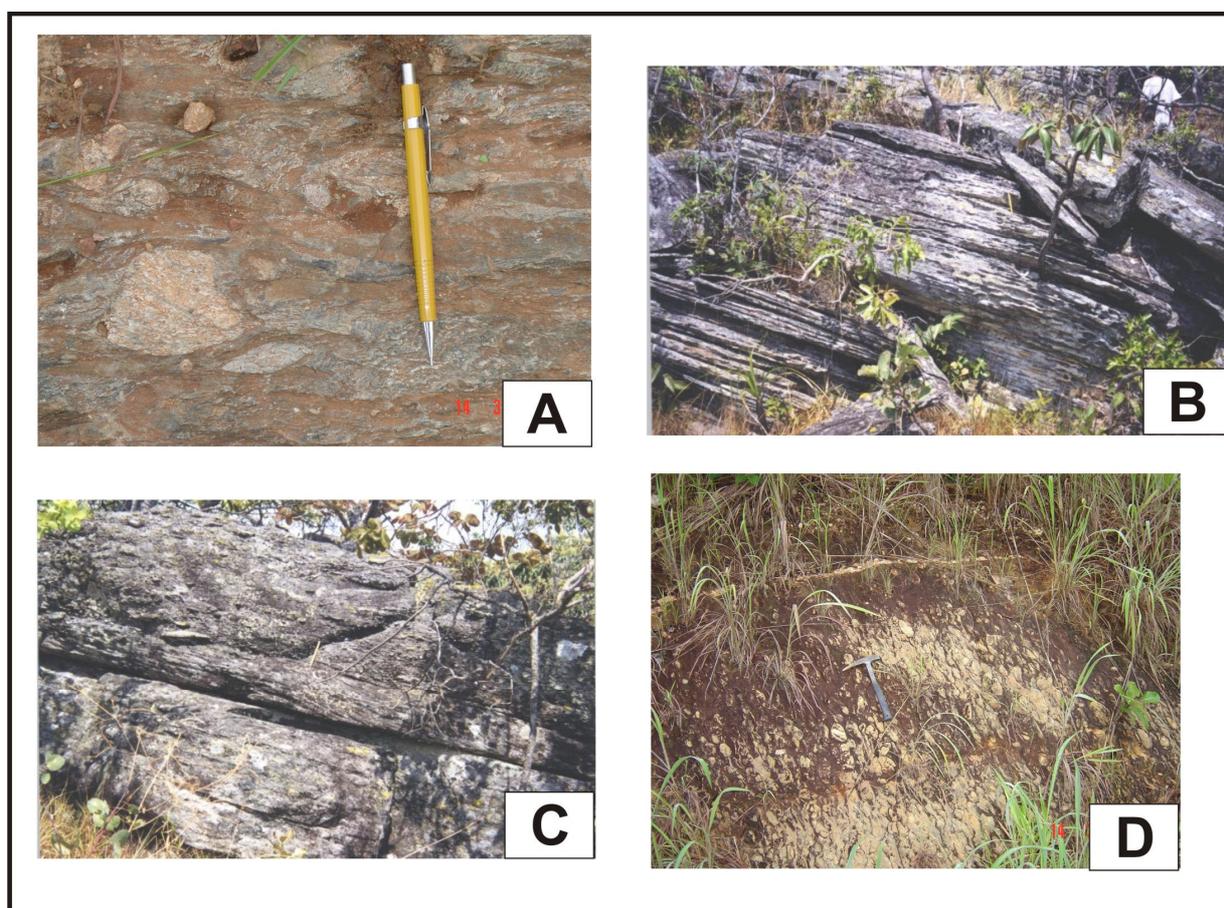


Figura 5. Aspectos de campo da Unidade 2: (A) Metaconglomerado lítico sustentado pela matriz; (B) Quartzitos inferiores laminados; (C) Quartzitos laminados e metaconglomerados oligomíticos; e (D) Detalhe dos metaconglomerados oligomíticos sustentados por matriz.

Unidade 5: Quartzitos

Esta unidade aflora na grande estrutura sinclinal localizada a sudeste da cidade de Pindorama, envolvendo as serras do Belo Horizonte e da Pedra. É constituída predominantemente por quartzitos (Figura 8a). Os quartzitos da base da sucessão são feldspáticos, grossos a muito grossos, às vezes microconglomeráticos, com níveis mais foliados e raras e estreitas intercalações de metapelitos (Figura 8b). Comumente são encontradas estratificações cruzadas. Suas melhores exposições são encontradas na usina hidrelétrica perto da Cachoeira da Bagagem e na estrada de

terra que leva à Fazenda Sucuriú. A espessura estimada dessa unidade é igual ou superior a 250 m.

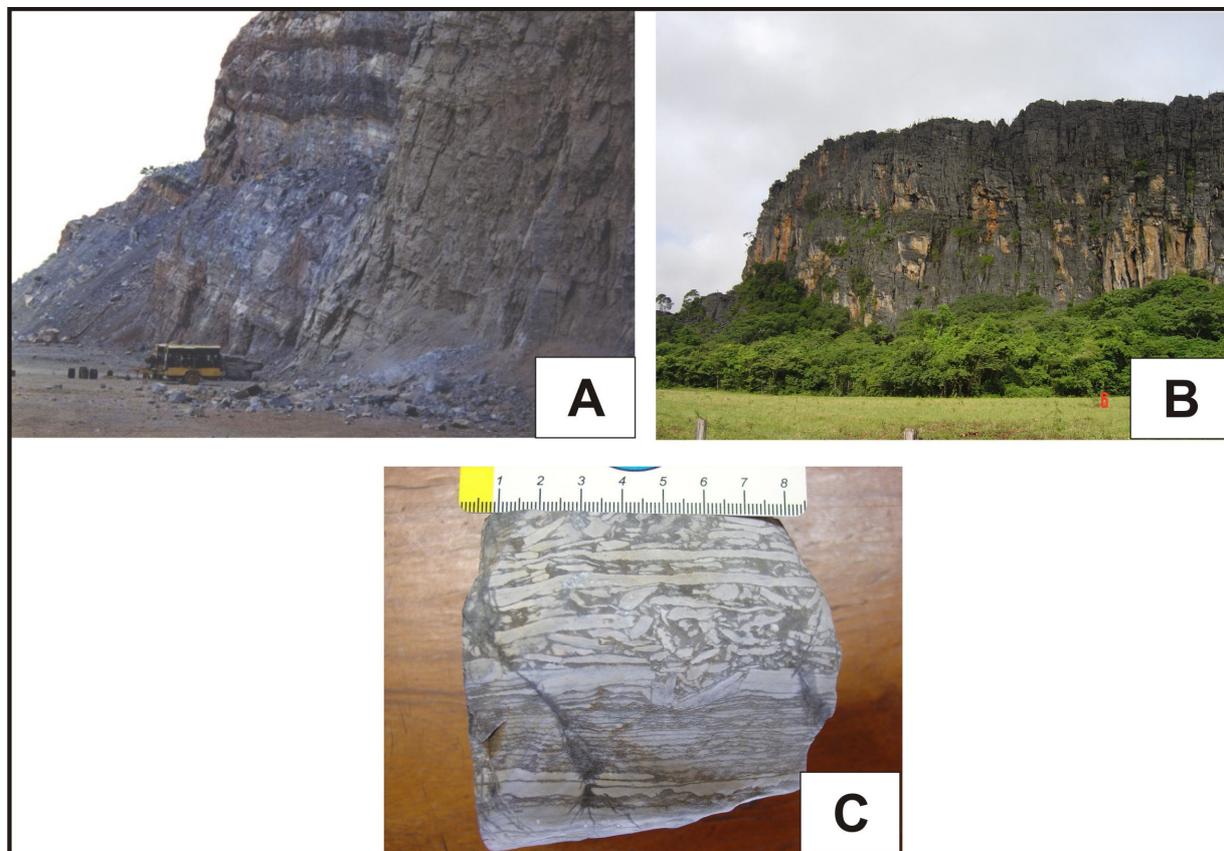


Figura 6. Aspectos de campo das rochas carbonáticas da Unidade 3: (A) Metadolomitos do Morro do Mutum; (B) Lapiés sobre os metacalcários do Morro da Oficina; e (C) Brechas lamelares nos metacalcários.

Unidade 6: Metassiltitos e Metadolomitos

A Unidade 6 é representada predominantemente por metassiltitos esverdeados, intensamente microdobrados, com intercalações de quartzitos e lentes de metadolomitos. Os metadolomitos constituem morros com excelentes exposições na Lagoa do Japonês. Possuem coloração variando de branco a cinza rosado, granulação fina, e apresentam por vezes intensa silicificação. A espessura estimada da unidade fica ao redor de 200 m.

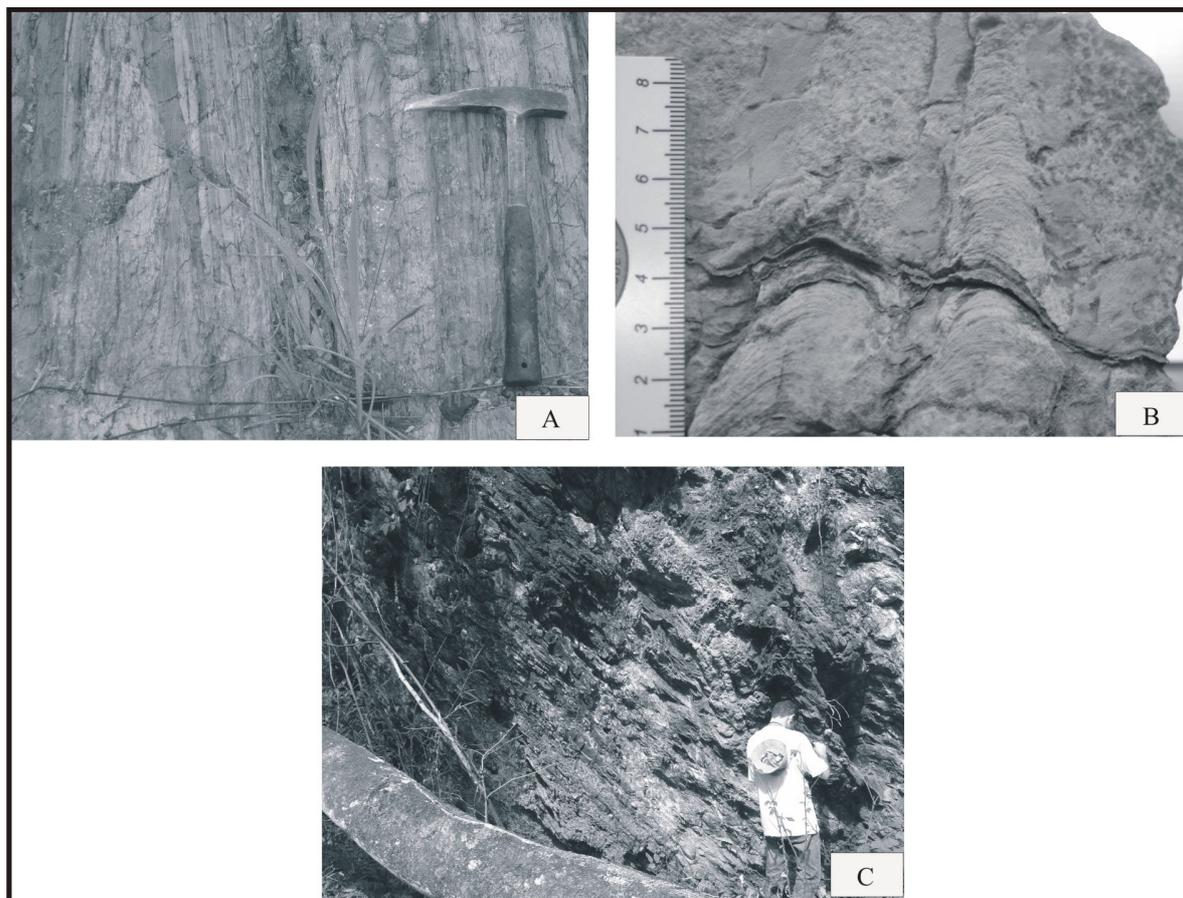


Figura 7. Aspectos de campo da Unidade 4: (A) Metassiltitos laminados; (B) Metadolomitos com estromatólitos colunares; e (C) Lentes de metadolomitos brancos intensamente deformados.

Unidade 7: Quartzitos e Metassiltitos

A Unidade 7 é constituída por quartzitos e metassiltitos laminados extremamente microdobrados (Figura 9), que formam a encosta do grande sinclinal da Serra do Belo Horizonte, em direção à Fazenda Sucuruí. Os quartzitos são de cor branca a marrom escuro, finos a médios, feldspáticos, às vezes ricos em sericita orientada ao longo do plano de acamamento. Por vezes apresentam-se em lajes, localmente silicificados, possuindo níveis mais laminados e foliados com intercalações de quartzo clorita xisto, podendo ter aspecto mais maciço. As estruturas sedimentares presentes nesses quartzitos são as estratificações plano-paralelas e cruzadas. A espessura da unidade é da ordem de 200 m.

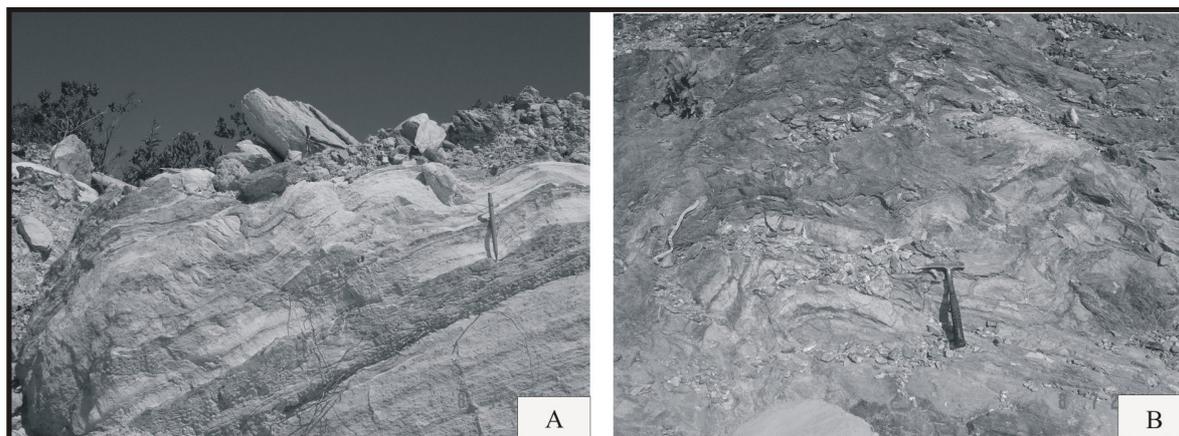


Figura 8. Aspectos de campo da Unidade 5: (A) Quartzitos basais; (B) Intercalações de quartzitos e metassiltitos.

Unidade 8: Metassiltitos

A Unidade 8 constitui o topo da sucessão metassedimentar do Grupo Natividade na área estudada. Repousa concordantemente sobre a unidade 7. É composta por metassiltitos que afloram no centro da estrutura sinclinal da Serra do Belo Horizonte, onde geralmente ocupam áreas de relevo arrasado, afetadas por intensa alteração laterítica. Os metassiltitos possuem coloração verde claro, variando de amarelo a rosa claro quando alterados. São foliados, por vezes argilosos, apresentando-se fortemente dobrados e verticalizados. Ao norte, a Unidade 8 encontra-se recoberta em discordância angular pelas coberturas fanerozóicas da Bacia do Parnaíba representadas pela Formação Pimenteirias e pelo Grupo Serra Grande, caracterizadas por solos de coloração avermelhada muito intensa. Por essas razões, a sua espessura é desconhecida, a sua espessura mínima sendo estimada em volta de 200 m.

CONCLUSÃO

A sucessão litoestratigráfica de rochas metassedimentares do Grupo Natividade se diferencia nitidamente da sucessão do Grupo Araí pela ausência de fácies sedimentares típicas da fase rifte, como conglomerados polimíticos característicos de leques aluviais e rios entrelaçados. Nota-se também a ausência de intercalações de rochas vulcânicas e piroclásticas na base e na porção inferior do grupo. Apresenta em quase todos os níveis da sucessão litoestratigráfica a ocorrência de rochas carbonáticas (dolomitos e calcários) intimamente associadas às rochas siliciclásticas, o que traduz a forte influência marinha durante a sedimentação. Fica assim caracterizada a deposição do Grupo Natividade sobre uma plataforma mista silico-carbonática, refletindo a fase de expansão marinha relacionada à depressão térmica que sucede à fase rifte.



Figura 9. Quartzitos microdobrados da Unidade 7.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com ajuda do CNPq sob forma de Auxílio à Pesquisa, Edital Universal, Processo nº473101/2004-1, e Bolsa PIBIC, Processo nº50217/2004-5.

REFERÊNCIAS

- Alvarenga, Carlos José Souza de; Botelho, N. F.; Dardenne, M. A.; Campos, J. E. G.; Meneses, P. R.; Moura, M. A.; Martins, F. A. L. 2002. Eventos Rife e Pós-Rife do Final do Paleoproterozóico no Embasamento da Faixa Brasília. *In: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa. *Anais*, p. 289-290.
- Barradas J.A., Lafon J.N., Kotschoubey B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da Região de Monte do Carmo - Porto Nacional, Tocantins. Novos Resultados. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo, *Anais*, v. 2, p. 182-183.
- Bezerra P.E.L., Cunha B.C.C., Ianhez A.C., Potiguar L.A.T, Pitthan J.H.L., Souza Jr.J.J, Montalvão R.M.G, Souza A.M.S. 1981. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 1, Goiânia, *Atas*, p. 363-375.
- Correia Filho F.C.L. & Sá A.M. 1980. *Projeto Natividade*. DNPM/CPRM (inédito).

- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1988. Aspectos do lineamento transbrasiliano na região de Porto Nacional – Natividade, GO. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais, v. 5, p. 2208-2216.*
- Costa J.B.S., Lemos R.L.; Martins J.P.A., Beltrão J.F, Goes A.M., Hasui Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Revista Brasileira de Geociências, 14:3-11.*
- Costa L.A.M. da, Portela A.C., Nilson A.A., Pale, C.R.O., Marcheto L.M., Santos E.L. dos, Meneghesso G., Inda H.A.V., Sterna R., Marcheto M., Baptista M.B., Fratin O., Mossmann, R., Oliveira T.F.D., Silva W.E. 1976. *Projeto Leste de Tocantins/Oeste do Rio São Francisco.* DNPM/CPRM/PROSPEC (inédito).
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Jr. J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. *Projeto RADAMBRASIL. Geologia da Folha SC. 22 Tocantins,* Rio de Janeiro, Secretaria Geral/MME. (Lev. Rec. Nat. 22).
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos. (eds.), Tectonic Evolution of South America, Brazil 2000, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp.: 231-263.*
- Dardenne, M. A. ; Campos, J. E. G. ; Alvarenga, Carlos José Souza de ; Martins, F. A. L. ; Botelho, N. F. 1999. A Seqüência Sedimentar do Grupo Araí na Região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. *In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 7, e Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 10, Brasília., Atas, p. 100.*
- Dardenne M.A. & Saboia A.M. 2006. Litoestratigrafia do Grupo Natividade na região de Natividade-Pindorama, sudeste do estado de Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, Pará. CD-ROM.*
- Dardenne M.A., Saboia A.M., Palermo N., Dantas E.L., Laux J. O magmatismo máfico a intermediário da região de Monte do Carmo (TO): petrologia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências* (em preparação).
- Gorayeb P.S.S., Costa J.B.S, Lemos R.L., Bemerguy R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B. 1984. *Projeto Natividade-Almas.* Belém. Convênio. CVRD/UFPA. (relatório inédito).
- Gorayeb P.S.S., Costa J.B.S, Lemos R.L., Gama Jr. T., Bemerguy R.L., Hasui Y. 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. *Revista Brasileira de Geociências, 18: 391-397.*
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Barros G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, 30(1): 190-194.*
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A., Loguércio S.O., Ramalho R. 1984a. As faixas de dobramento, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In: C.Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus, (coords.), Geologia do Brasil, Brasília, DNPM, pp.251-303.*
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M. 1984b. Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. *In: F.F.M. Almeida, Y. Hasui, (coords.), O Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Edgar Blücher, pp.205-264.

- Moore B. 1963. Geological reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Relatório nº 1854, PETROBRÁS/DEPEX, RJ.
- Palermo N. 1988. *Geologia e mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 139 pp.
- Palermo N. 2005. Vulcânicas ácidas de Monte do Carmo: estágio do conhecimento. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3. Anais. v. 1. p. 411-414.
- Pimentel M.M., Heaman L, Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in Central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321-335.
- Queiroz J.P.R. 2001. *Geologia e mineralização aurífera da área de Chapada, Tocantins*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 114pp.
- Queiroz J.P.C., Kotschoubey B., Lafon J.M. 1999. Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. In: SBG, Simpósio da geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Anais*, p.574-576.
- Saboia A.M., Dardenne M.A., Palermo N., Dantas E.L., Laux J. a. O embasamento do Grupo Natividade (TO): petrologia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências* (em preparação).
- Saboia A.M., Dardenne M.A., Palermo N., Dantas E.L., Laux J. b. O magmatismo ácido da região de Monte do Carmo (TO): petrologia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências* (em preparação).
- Sachett C.R., Lafon J.M., Kotschoubey B. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da região de Monte do Carmo (TO): novos resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Bahia, Resumos, v. 7, p.264-266.
- Schobbenhaus C , Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. MME-DNPM, Brasília, 501pp.
- Silva W.L., Kotschoubey B., Gallarza M.A. 2005. Grupo Natividade e Grupo Araí: correlatos mas diacrônicos. In: *SBGq*, X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brasil, *Anais*, CD-ROM
- Silva W.L., Kotschoubey B., Lafon J.M., Gallarza M.A. 2003. Corpo andesítico Neoproterozóico intrusivo no Grupo Natividade: indício de magmatismo brasileiro no extremo norte da zona externa da Faixa Brasília-região de Natividade, sudeste do Estado do Tocantins. In: SBGq, IX Congresso Brasileiro de Geoquímica, Belém, Pará, Brasil, *Resumos Expandidos*, p. 779-783.

Capítulo 3
O VULCANISMO NA REGIÃO DE
MONTE DO CARMO – TO,
GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E
GEOQUIMICA

O VULCANISMO NA REGIÃO DE MONTE DO CARMO – TO, GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E GEOQUIMICA

André Menezes Saboia ¹, Marcel Auguste Dardenne ², Tereza Cristina Junqueira-Brod ³

1 - Programa de Pós-graduação-Instituto de Geociências-Universidade de Brasília (UnB), Brasília – DF, Brasil. andre.saboia@ig.com.br

2 - Instituto de Geociências-Universidade de Brasília (UnB), Brasília – DF, Brasil. marceldardenne@yahoo.fr

3 – Universidade Federal de Goiás (UFG) – tcjbrod@gmail.com

Resumo Na região de Monte do Carmo (TO) são reconhecidos dois episódios de vulcanismo. Um é datado do Paleoproterozóico (~2,1 Ga) e denominado de Suíte Vulcânica Santa Rosa, que representa vulcanismo ácido correlacionado ao Granito do Carmo da Suíte Intrusiva Ipueiras. Outro é da Formação Monte do Carmo que constitui uma seqüência vulcano-sedimentar neoproterozóica. Para a Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo obtiveram-se idades U-Pb de 2086 ± 10 e 2048 ± 13 Ma, respectivamente. Idades modelo T_{DM} entre 2,11 e 2,17 Ga e valores de $\epsilon Nd_{(2,08 Ga)}$ entre +2,3 e +2,9 são relativos à Suíte Vulcânica Santa Rosa. O Granito do Carmo possui idade modelo T_{DM} de 2,13 Ga e valor de $\epsilon Nd_{(2,04 Ga)}$ de +2,05. Os resultados sugerem que o magmatismo responsável pela geração destas duas unidades relaciona-se a fusão de uma fonte mantélica durante o ciclo Transamazônico. O magmatismo da Suíte Vulcânica Santa Rosa possui composição dacítica a riolítica e caráter calcialcalino de arco vulcânico maduro. O padrão de elementos traços e ETR é semelhante ao do Granito do Carmo, o que favorece a hipótese destas unidades constituírem uma associação vulcano-plutônica cogenética. A Formação Monte do Carmo apresenta idades modelo T_{DM} variando entre 0,86 e 1,91 Ga. Os valores de idade modelo T_{DM} de ~0,8 Ga das rochas máficas indica que a formação é do Neoproterozóico. Quimicamente os basaltos alcalinos da Formação Monte do Carmo sugerem magmatismo intraplaca continental relacionado à implantação de um gráben extensional no final do ciclo Brasileiro.

Palavras-chave: Província Tocantins, Suíte Intrusiva Ipueiras, Formação Monte do Carmo, Geocronologia, Geoquímica.

Abstract In the Monte do Carmo region (TO) two episodes of volcanism are recognized. One is Paleoproterozoic (~2,1 Ga) in age and called Santa Rosa Volcanic Suite that represents acid volcanism correlated to the Do Carmo Granite of Intrusive Ipueiras Suite. The other one is related to the Monte do Carmo Formation that constitutes a Neoproterozoic volcano-sedimentary sequence. The Santa Rosa Volcanic Suite and Do Carmo Granite yield U-Pb ages of 2086 ± 10 and 2048 ± 13 Ma respectively. The Santa Rosa Volcanic Suite gives T_{DM} model ages of ca. 2,11-2,17 Ga and $\epsilon Nd_{(2,08 Ga)}$ values ranging from +2,3 to +2,9 Ga. The Do Carmo Granite has T_{DM} model age of 2,1 Ga and $\epsilon Nd_{(2,04 Ga)}$ value of + 2,05 Ga. These results suggest that magmatic events of this two units are related to derivation of mantle sources. The magmatism of Santa Rosa Volcanic Suite is dacitic to rhyolitic and shows affinity of calc-alkaline mature volcanic arc. The ETR and trace elements patterns are similar to the Do Carmo Granite which implies a cogenetic volcanic-plutonic association. T_{DM} model ages of The Monte do Carmo Formation vary between 0,86 and 1,91 Ga. The T_{DM} model ages of ca. 0,8 Ga of mafic rocks indicate that the formation is Neoproterozoic in age. Geochemical signatures of the alkaline basalts suggest a within-plate setting related to an extensional graben in the final stage of Brazilian collisional event.

Keywords: Tocantins Province, Intrusive Ipueiras Suite, Monte do Carmo Formation, Geochronology, Geochemistry.

INTRODUÇÃO

A região de Porto Nacional-Monte do Carmo esta localizada no sudeste da Faixa Araguaia, setor meridional, onde afloram extensas áreas de seu embasamento (Hasui *et al.* 1984). Segundo Delgado *et al.* (2003) a região faz parte do Domínio Porto Nacional-Nova Crixás, que constitui faixa de direção NE-SW de gnaisses de médio a alto grau metamórfico, que estende-se desde a região de Porangatu até a região de Porto Nacional (Figura 1).

Em anos recentes, os episódios magmáticos paleoproterozóicos e neoproterozóicos que afetaram a região foram tratados em diversos trabalhos (Sachett *et al.* 1996, Queiroz *et al.* 1999, Gorayeb *et al.* 2001, Fuck *et al.* 2002, Chaves *et al.* 2003, 2008, Palermo 2005, Lima *et al.* 2008). Nossos estudos prévios (Dardenne & Saboia 2007, Saboia *et al.* 2007, 2009), sugerem que na região de Monte do Carmo existem dois tipos de vulcanismo: (1) Um paleoproterozóico (~ 2.1 Ga), denominado Suíte Vulcânica Santa Rosa que constitui vulcanismo félsico associado ao Granito do Carmo da Suíte Intrusiva Ipueiras. (2) Outro é do neoproterozóico de natureza bimodal que constitui a seqüência vulcano-sedimentar Monte do Carmo.

Este trabalho apresenta dados geológicos, isotópicos e geocronológicos (Sm-Nd em rocha total e U-Pb em zircão), e geoquímicos da Suíte Vulcânica Santa Rosa, do Granito do Carmo e da Formação Monte do Carmo, como parte da Dissertação de Mestrado do primeiro autor.

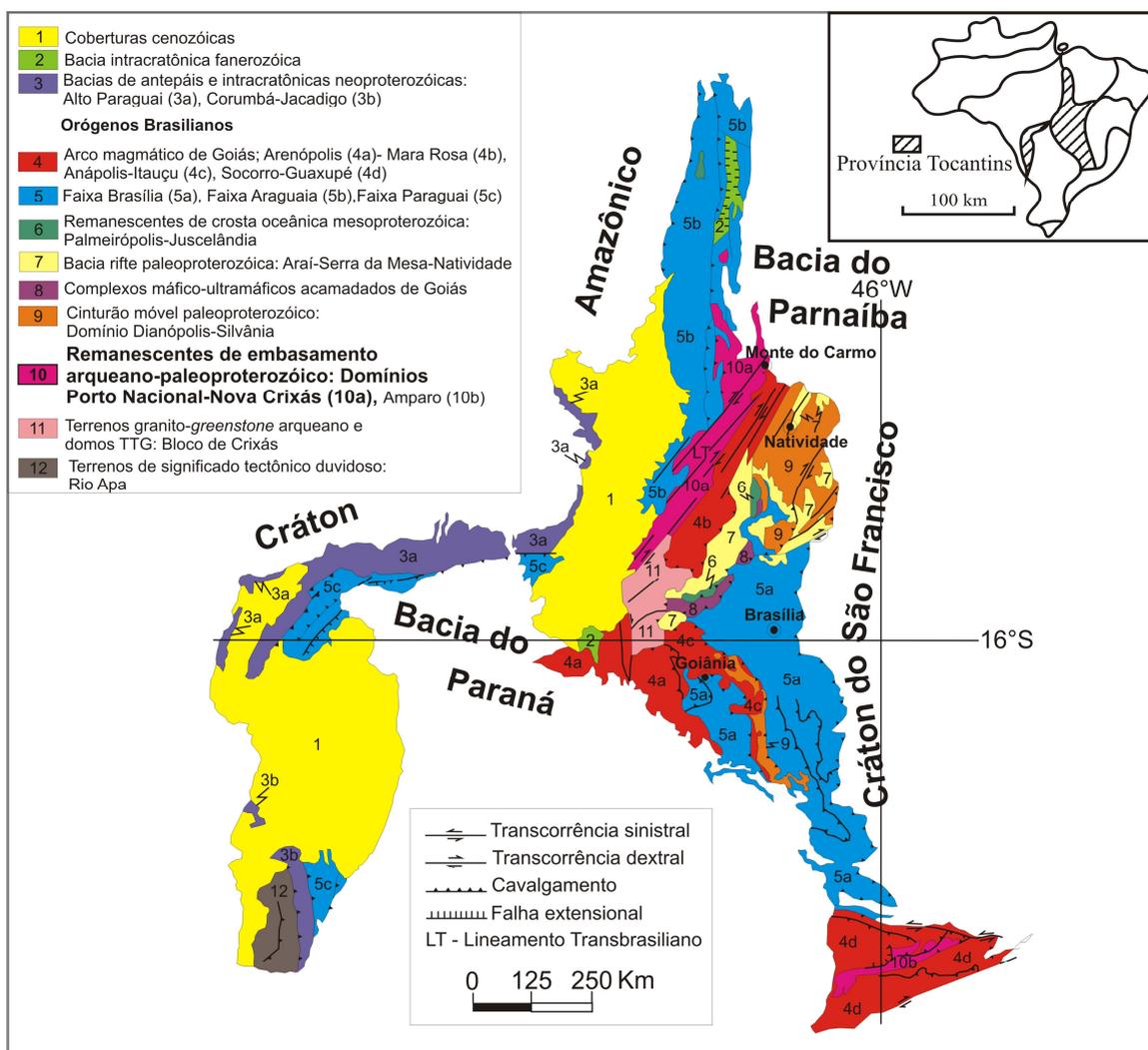


Figura 1 – Arcabouço geológico da Província Neoproterozóica Tocantins, com destaque para a área de estudo localizada no Setor Setentrional, Domínio Porto Nacional-Nova Crixás (10a). Adaptado de Delgado *et al.* (2003).

GEOLOGIA REGIONAL

As unidades Paleoproterozóicas da região de Porto Nacional-Monte do Carmo são representadas por: associações de gnaisses e granulitos do Complexo Porto Nacional, gnaisses e rochas metassedimentares e anfíbolitos da Formação Morro do Aquiles, ortognaisses e rochas calciláticas do Complexo Rio dos Mangues, granitos e rochas vulcânicas ácidas da Suíte Intrusiva Ipueiras. O Grupo Natividade é uma seqüência metassedimentar que recobre discordantemente os terrenos paleoproterozóicos mais antigos.

As unidades Neoproterozóicas correspondem a Formação Monte do Carmo, aos corpos graníticos da Suíte Lajeado e corpos máfico-ultramáficos. Além das unidades mencionadas, ocorrem coberturas sedimentares Pale/Mesozóicas da Bacia do Parnaíba e Cenozóicas (Terciário/Quaternárias) dos depósitos detrito-lateríticos e aluvionares.

Associação Plutono-Vulcânica Ipueiras foi a denominação utilizada por Bezerra *et al.* (1981) para representar um evento plutônico e localmente vulcânico, ácido, que equivale a Suíte Lageado de Costa *et al.* (1984). A Suíte foi redefinida por Chaves *et al.* (2003, 2008), como um conjunto de pelo menos quatro plútons graníticos paleoproterozóicos denominados de Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo sob a designação de Suíte Intrusiva Ipueiras.

Queiroz *et al.* (1999) chamaram informalmente de Suíte Vulcânica Santa Rosa o conjunto de rochas vulcânicas ácidas aflorantes ao norte da cidade de Monte do Carmo, e que são correlacionadas ao Granito do Carmo. Segundo estes autores, Palermo (1988), Gorayeb *et al.* (1992) e Paulino *et al.* (2007) a Suíte Santa Rosa é formada por riolitos, riocacitos, dacitos e rochas piroclásticas diversas (tufos e brechas) de baixo grau metamórfico e com estruturas e texturas primárias preservadas. Os dados geocronológicos para esta seqüência apontam idades Pb-Pb em rocha total de 2024 ± 103 Ma (Barradas *et al.* 1992), Pb-Pb em zircão de 2137 ± 12 Ma (Sachett *et al.* 1996) e U-Pb em zircão de 2086 ± 10 Ma (Saboia *et al.* 2007, 2009).

O Granito do Carmo da Suíte Intrusiva Ipueiras é um plúton de tamanho batolítico com composição variando entre sienito a monzogranítica. Apresenta fácies de anfíbólio granitos e biotita-anfíbólio-granitos, localmente com textura rapakivi (Palermo, 1998). As determinações geocronológicas para o granito indicam idades Pb-Pb em rocha total de 1986 ± 49 Ma (Barradas *et al.* 1992), Pb-Pb em zircão de 2045 ± 34 Ma (Sachett *et al.* 1996) e U-Pb em zircão de 2048 ± 13 Ma (Saboia *et al.* 2007, 2009).

Idade Rb/Sr de 2.069 ± 74 Ma foi obtida por Cunha *et al.* (1981) para o granito Itália. Fuck *et al.* (2002) forneceram idade de cristalização U-Pb sobre zircão de 2.054 ± 14 Ma para o Granito Areias. Chaves *et al.* (2008) obtiveram idades de cristalização Pb-Pb sobre zircão em torno de 2.08 Ga, idades modelo (T_{DM}) entre 2,19 e 2,15 Ga com valores de $\epsilon Nd (T)$ entre +2,5 e +2,9 para os granitos Areias, Ipueiras e Itália. Estes autores caracterizaram os corpos graníticos integrantes da Suíte Intrusiva Ipueiras como granitos subalcalinos peraluminosos do tipo A de ambiente tectônico intraplaca, gerados durante as fases tardias do ciclo Transamazônico.

A Formação Monte do Carmo foi reconhecida nos trabalhos de Costa *et al.* (1976) e Cunha *et al.* (1981). É representada por uma seqüência vulcano-sedimentar epimetamórfica estruturada em blocos abatidos e adernados por falhas (Hasui *et al.* 1984). Esta formação foi considerada uma molassa Brasileira por Schobbenhaus *et al.* (1984), que ratificou sua correlação com o Grupo Jaibaras no Estado do Ceará, admitindo que sua localização, e talvez edificação esteja controlada pelo Lineamento Transbrasiliano.

O vulcanismo máfico e félsico, associado ao pacote sedimentar (conglomerados e arcóseos) foram estudados nos trabalhos de Costa *et al.* (1984), Quaresma & Kotschoubey (2001a, 2002), Saboia *et al.* (2007; 2009), Braga *et al.* (2008) e Brod *et al.* (2009). Segundo esses

autores a porção máfica é composta por rochas como basaltos, andesitos e gabros com tipos deformados e hidrotermalizados, enquanto que a porção félsica é formada principalmente por rochas piroclásticas dominadas por partículas de tamanhos cinza. A parte máfica que ocorre no vale do Rio Areinhas é informalmente denominada de Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas (Quaresma & Kotschoubey, 2002). A parte félsica aflora na região localmente conhecida como Pedra Furada (Braga *et al.* 2008).

A formação não possui idade absoluta, uma isócrina Rb/Sr indicou idade de cerca de 1.100 Ma para rochas vulcânicas (Cunha *et al.* 1981). Idades modelo (T_{DM}) em torno de 0,8 Ma foram obtidas por Saboia *et al.* (2007, 2009), que relacionaram a formação ao Neoproterozóico.

MÉTODOS ANALÍTICOS

A análises isotópicas e geocronológicas, Sm-Nd em rocha total e U-Pb sobre zircão, foram realizados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). Todas as amostras citadas foram preparadas segundo o procedimento padrão do laboratório (Gioia & Pimentel 2000; Buhn *et al.* 2009).

As análises químicas de rocha total em 14 amostras foram realizadas no Laboratório ACME no Canadá. Elementos maiores foram analisados por Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICPAES), e elementos menores por Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry (ICP-AMS).

As amostras de rochas selecionadas para análises geocronológicas deste estudo estão indicadas no mapa geológico simplificado da Figura 2, e suas coordenadas UTM encontram-se na Tabela 1.

GEOLOGIA LOCAL

Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

A Suíte Vulcânica Santa Rosa ocorre ao norte da cidade de Monte do Carmo, associada espacialmente com o Granito do Carmo. Os perfis estudados acompanham os córregos Santa Rosa e Sueiro (Figura 2). No primeiro perfil a suíte inicia-se com uma associação de rochas efusivas e piroclásticas representada por riolitos de tonalidade escura que passa lateralmente para tufos félsicos de cor cinza a cinza esverdeada. Seguindo o perfil em cotas de maior altitude aflora um espesso pacote de rochas piroclásticas e vulcanoclásticas com grande variação no tipo e tamanho dos fragmentos (de cinza a lapilli e brechas). O conjunto é cortado por diques básicos e recoberto discordantemente pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. A suíte foi submetida a processos pós-magmáticos relacionados ao hidrotermalismo regional de baixo grau, que gerou sericitização, saussuritização e oxidação. A sequência não possui acamamento aparente, e a deformação é essencialmente rúptil com formação de fraturas de direção NW.

Macroscopicamente o riolito é porfirítico com fenocristais de quartzo hexagonais e matriz afanítica, apresentando estrutura maciça. Microscopicamente observam-se cristais de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, opacos e pouco carbonato, sendo os fenocristais de tamanhos entre 0,4 e 1,5 mm. A matriz é microcristalina felsítica, mostrando alteração para mica branca fina e texturas de desvitrificação. Carbonato, quartzo e opacos de cor de alteração avermelhada preenchem microfraturas.

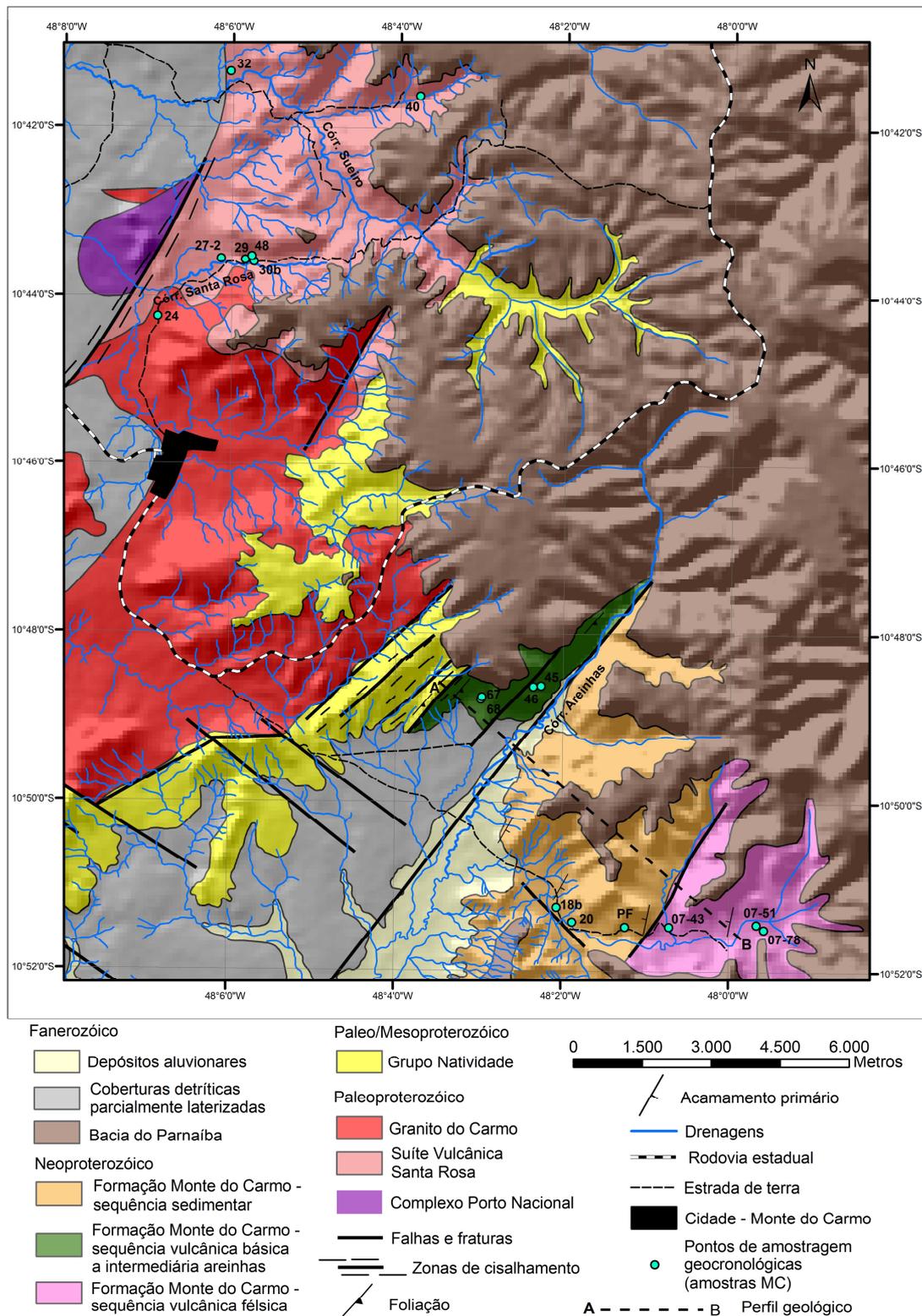


Figura 2 – Mapa Geológico simplificado da região de Monte do Carmo, modificado de Palermo (1988), com indicação dos locais de amostragem geocronológica.

As rochas piroclásticas espacialmente próximas aos riolitos são representadas por tufos com a mesma assembléia mineral, exibindo cristaloclastos e litoclastos juvenis em matriz bem soldada e rica em púmices achatados que formam textura eutaxítica (Figura 3 A e B). Algumas vezes os clastos atingem dimensões de lapilli. Observam-se cristais de quartzo bipiramidais com golfos de corrosão (Figura 3 C), e textura glomeroporfirítica (Figura 3 D). Os tufos são classificados como ignimbritos (Branney & Kokelaar, 2002), o que designa rochas geradas por fluxo piroclástico de densidade constituídas predominantemente por púmices independente do grau de soldagem e volume. As amostras de tufos selecionadas para as análises geocronológicas e geoquímicas deste estudo são interpretadas como representativas da composição do magma, por serem ricas em cristais, pobres em fragmentos acidentais e acessórios, e por apresentarem alto grau de soldamento.

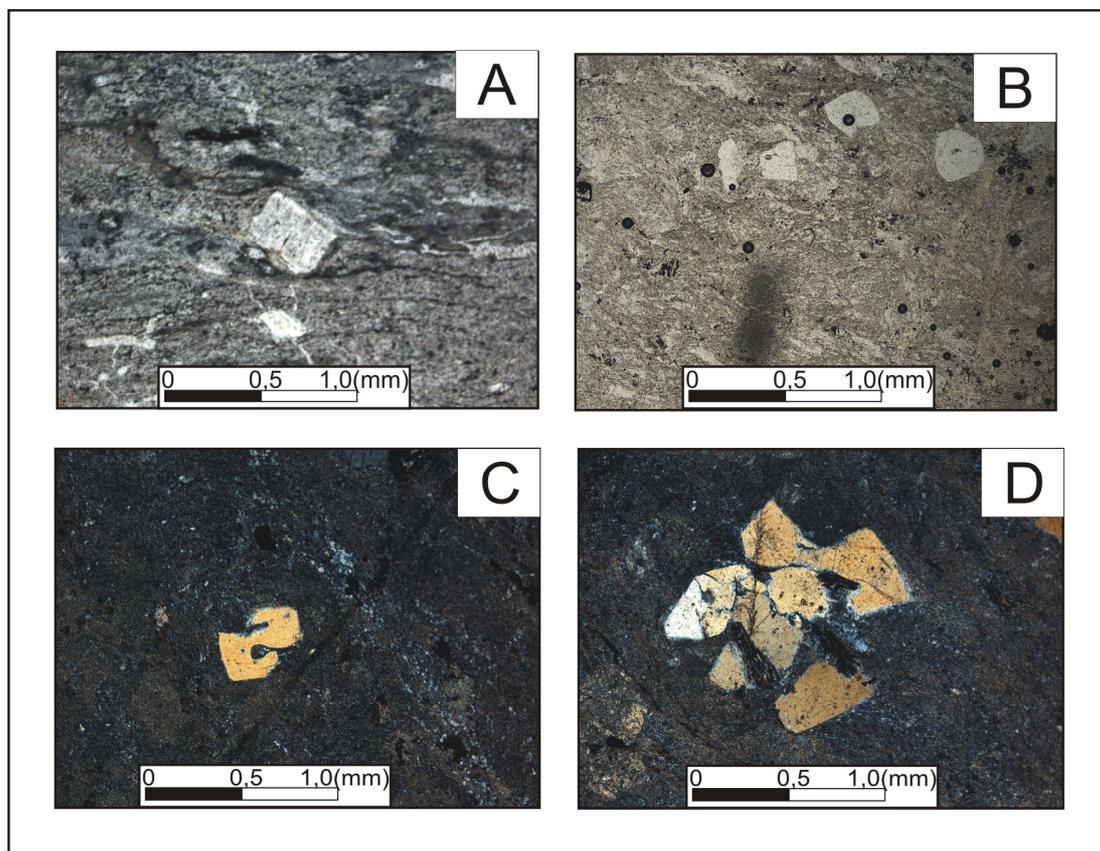


Figura 3 – Fotomicrografias da Suíte Vulcânica Santa Rosa mostrando diferentes aspectos texturais. (A) Textura eutaxítica contornando cristal de plagioclásio euédrico saussuritizado com polarizador paralelo; (B) Cristais de quartzo e plagioclásio em matriz bem soldada rica em púmices (polarizador paralelo); (C) Cristal de quartzo bipiramidal com golfo de corrosão em matriz microcristalina de riolito (polarizador cruzado); (D) Textura glomeroporfirítica formada por cristais de quartzo bipiramidais em tufo de cristal (polarizador cruzado).

A amostra estudada do Granito do Carmo localiza-se ao norte da Cidade de Monte do Carmo. É uma fácies de hornblenda-biotita granito, de granulação grossa, com cristais rosados de K-feldspato e de quartzo azulado. Microscopicamente exibe textura hipidiomórfica granular, apresentando feldspato alcalino com lamelas de exsolução e plagioclásio subédrico saussuritizado. A biotita encontra-se parcialmente substituída por clorita, e representa cerca de 30 % da rocha, a hornblenda é subordinada e constitui 5 %. Os minerais acessórios observados são titanita idiomórfica, zircão e opacos.

GEOCRONOLOGIA

O Granito do Carmo e a Suíte vulcânica Santa Rosa foram datados pelo método U-Pb em zircão. Para a suíte Santa Rosa foi obtida idade de $2085,8 \pm 9,8$ Ma, a partir de tufo félsico (amostra MC-48), indicativa da época de cristalização destas rochas (Figura 4 A). O hornblenda-biotita granito (amostra MC-24) forneceu idade de 2048 ± 13 Ma, interpretada como idade de cristalização deste corpo (Figura 4 B).

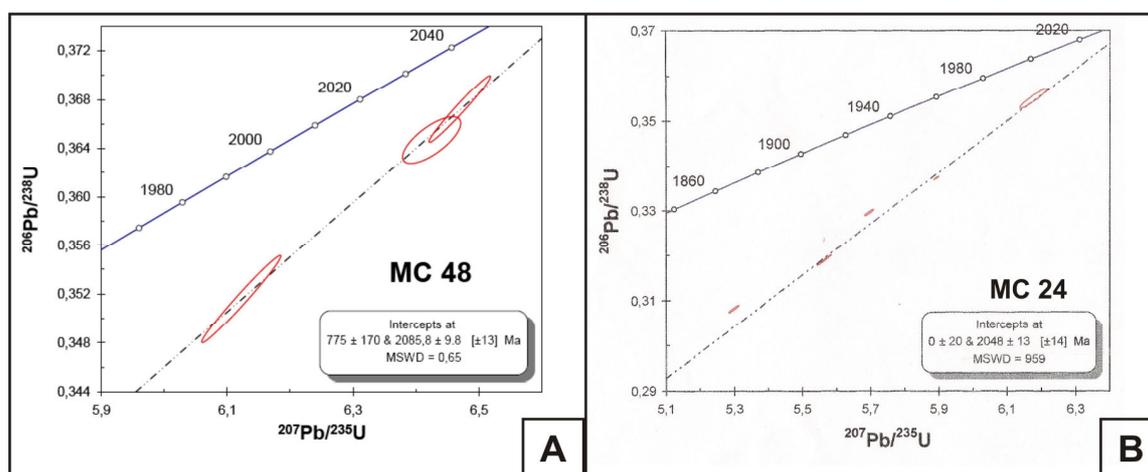


Figura 4 – Diagramas concórdia U-Pb para cristais de zircão da Suíte Vulcânica Santa Rosa, amostra MC-48 (A) e do Granito do Carmo, amostra MC-24 (A).

As análises Sm-Nd em cinco amostras de rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variando entre 0,0937 e 0,1246. As idades modelo T_{DM} e os valores positivos de $\epsilon\text{Nd}(T)$ calculados para a idade de 2086 Ma estão entre 2,11 e 2,17 Ga e entre +2,3 e +2,9, respectivamente (Tabela 1). A amostra analisada do Granito do Carmo apresenta razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,0948 e idade modelo T_{DM} de 2,13 Ga. O valor de $\epsilon\text{Nd}(T)$ é positivo de +2,05, calculado para a idade de 2048 Ma (Tabela 1).

A Figura 5 ilustra o diagrama do ϵNd em função da idade T_{DM} , mostrando o campo de evolução isotópica para as rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa e do Granito do Carmo. As idades modelo T_{DM} das duas unidades evidenciam que o magmatismo foi gerado a partir da fusão de fonte paleoproterozóica. Os valores positivos de $\epsilon\text{Nd}(T)$ sugerem fonte mantélica depletada para o vulcanismo e plutonismo. A pequena diferença entre as idades de cristalização e idades modelo T_{DM} , associada aos valores de $\epsilon\text{Nd}(T)$, indica pouco tempo de residência crustal da rocha fonte que gerou o magmatismo, caracterizando acreção juvenil neste período.

Tabela 1 – Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total e coordenadas UTM das amostras de rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo.

Litotipo/Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	ϵ_{Nd} (2085)	T_{DM} (Ga)	Coordenada UTM (N)/(E) – zona 22S
Suíte Vulcânica Santa Rosa							
Riolito/MC-27-2	6,508	32,034	0,1228	0,511739+/-8	2,3	2,17	8812826/0816980
Tufo félsico/MC-29	7,236	38,496	0,1136	0,511621+/-6	2,4	2,15	8812797/0817507
Tufo félsico/MC-30b	4,18	24,89	0,1016	0,511446+/-21	2,2	2,16	8812756/0817698
Riolito/MC-32	9,822	47,631	0,1246	0,511775+/-6	2,5	2,16	8816925/0817196
Tufo félsico/MC-40	5,330	34,406	0,0937	0,511371+/-13	2,9	2,11	8816365/0821325
Litotipo/Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	ϵ_{Nd} (2048)	T_{DM} (Ga)	Coordenada UTM (N)/(E) – zona 22S
Granito do Carmo							
Hornblenda-biotita granito/MC-24	6,470	41,247	0,0948	0,511369+/-8	2,05	2,13	8811553/0815599

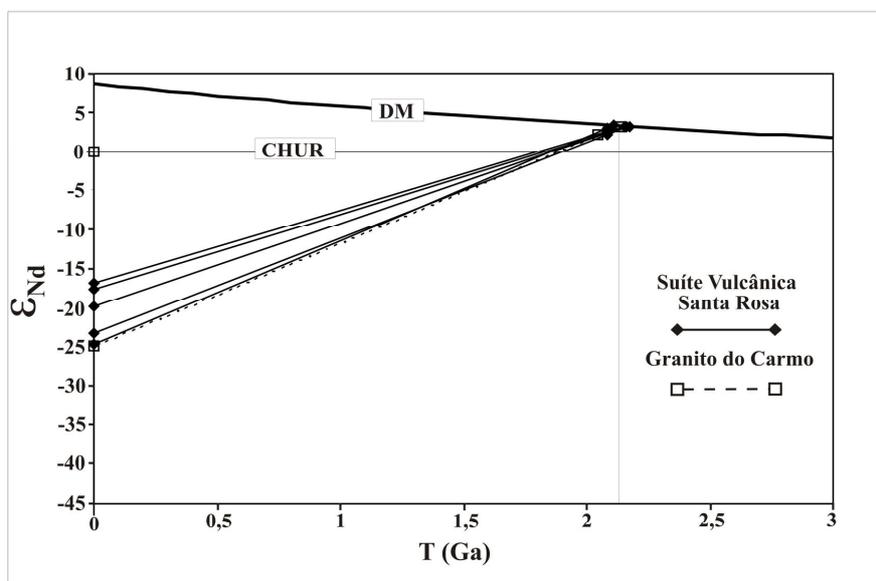


Figura 5 – Diagrama de evolução isotópica do ϵ_{Nd} em função da idade T_{DM} , para a Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo. O valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ foi calculado para 2085 e 2048 Ma, respectivamente. DM: Manto Empobrecido, CHUR: Reservatório Condritico Uniforme.

GEOQUÍMICA

Os diferentes litotipos analisados da Suíte Vulcânica Santa Rosa revelaram natureza félsica, com valores de SiO_2 variando entre 70,23 e 77,59 %. Os valores de LOI (loss on ignition) listados na Tabela 2 são baixos, entre 0,6 e 1,5 %. Os diagramas de variação binários de Harker (Figura 6) mostram tendências coerentes com aumento da concentração de sílica. Observam-se correlações negativas com SiO_2 para Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , P_2O_5 e Na_2O , devido uma possível evolução por cristalização fracionada. O comportamento do CaO e K_2O apresenta maior

dispersão, que pode representar mobilidade de CaO e K₂O durante os processos hidrotermais pós-magmáticos. Os valores de MnO são baixos.

Tabela 2 – Composição química das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo (elementos maiores em % em peso, traços em ppm).

Elemento	Suíte Vulcânica Santa Rosa						Granito do Carmo	Formação Monte do Carmo (Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas)						
	Litotipo/Amostra						Litotipo/Amostra	Litotipo/Amostra						
	Riolito/MC-27-2	Tufo fêlsico/MC-28	Tufo fêlsico/MC-29	Tufo fêlsico/MC-30b	Riolito/MC-32	Tufo fêlsico/MC-40	Bt-Hbl granito/MC-24	Gabro/MC-08	Basalto/MC-45	Basalto/MC-46	Xisto máfico/MC-66	Xisto máfico/MC-67	Xisto máfico/MC-68	Xisto máfico/MC-70
SiO ₂	70,23	76,21	76,75	72,24	77,59	73,37	68,1	47,97	43,39	45,92	46,52	51,74	49,18	48,2
Al ₂ O ₃	13,19	10,33	11,79	14,47	11,48	13,56	15,2	13,35	14,99	15,57	14,88	18,87	18,02	10,92
Fe ₂ O ₃	6,52	4,31	3,02	2,33	1,5	2,33	3,34	12,75	12,44	11,79	13,28	8,42	10,2	11,29
MgO	0,31	0,2	0,08	0,36	0,05	0,3	1,21	8,43	5,01	3,93	6,9	4,63	7,51	11,83
CaO	0,9	0,96	0,55	0,96	0,7	1,32	2,98	10,1	7,67	6,8	10,65	8,7	5,89	12,19
Na ₂ O	4,78	3,04	3,59	3,95	2,55	3,59	3,71	1,79	2,14	3,83	2,11	3,17	3,53	1,31
K ₂ O	2,65	2,86	2,45	3,76	4,66	4,02	3,33	2,08	3,41	1,91	0,75	0,51	0,04	0,04
TiO ₂	0,51	0,27	0,24	0,31	0,2	0,28	0,43	0,93	2,66	2,77	1,05	0,48	0,52	0,9
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,02	0,06	0,01	0,06	0,14	0,27	0,58	0,84	0,46	0,2	0,19	0,08
MnO	0,07	0,06	0,02	0,03	0,02	0,05	0,06	0,2	0,15	0,13	0,22	0,14	0,15	0,17
LOI	0,6	1,5	1,4	1,4	1,1	1	1,3	2	7,4	6,4	3	3,1	4,7	2,9
Total	99,88	99,78	99,91	99,87	99,86	99,88	99,81	99,91	99,85	99,9	99,85	99,97	99,94	99,99
Ba	856,1	1591,8	712,6	936,8	958,1	992,6	1190,5	364,5	762,2	326,9	202,7	102,8	26,6	25,7
Ga	20	14,9	21,7	16,9	19,5	17,8	19,1	16,2	21,3	21,6	16,1	15,7	15,8	14,3
Hf	7,4	5,2	7,4	5,3	9,1	5,6	5,2	1,7	5,6	7,9	1,7	0,9	1	1,4
Nb	12,2	8,6	12,7	9,9	11,1	10,6	7,6	1,9	41,5	52,5	2,5	0,9	1	3,3
Rb	78,4	82,5	118	118,5	164,6	123,6	122,4	57,5	65,2	45,8	19,1	11,3	0,7	0,6
Sr	106,9	166,3	61,8	210,1	75,2	215,9	496,4	699,3	441	302,8	1117,7	557,5	799,7	331,8
Ta	1	1	1,3	1,1	1,1	1,4	1	0,2	3	3,6	0,1	0,05	0,5	0,3
Th	7,2	4,9	7,3	8,8	10,3	11,5	7,7	1,2	3,6	4,4	1,6	0,8	0,7	0,2
U	2,9	2	3,1	2,6	3,7	3,7	1,8	0,3	1	1,8	0,7	0,3	0,2	0,1
Zr	226,7	183,2	264,2	160,8	290,8	188,1	180,7	58	218,1	330,6	68,9	28,2	30,4	50,1
Y	34,1	33,2	37,2	25,6	72,8	21,2	20,4	22	28	32,3	21,6	12,2	12,9	18

Tabela 2 continuação.

Elemento	Suíte Vulcânica Santa Rosa						Granito do Carmo	Formação Monte do Carmo (Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas)						
	Litotipo/Amostra						Litotipo/Amostra	Litotipo/Amostra						
	Riolito/MC-27-2	Tufo fêlsico/MC-28	Tufo fêlsico/MC-29	Tufo fêlsico/MC-30b	Riolito/MC-32	Tufo fêlsico/MC-40	Bt-Hbl granito/MC-24	Gabro/MC-08	Basalto/MC-45	Basalto/MC-46	Xisto máfico/MC-66	Xisto máfico/MC-67	Xisto máfico/MC-68	Xisto máfico/MC-70
La	34	44,7	45,7	35,4	42,5	53,4	47,4	11	31,9	59,6	11,5	8,9	10,4	4,3
Ce	71,1	71,4	95,9	70,3	103,9	105,1	98,3	27,5	76,2	127,8	29,1	20,2	24,5	10,2
Pr	8,53	9,33	10,31	7,07	10,59	10,14	10,35	3,6	8,65	14,01	3,96	2,8	3,25	1,67
Nd	31,7	35,4	38,7	23,4	42,8	34,3	35,3	16,9	35,1	55	16,6	10,4	12,7	8,1
Sm	6,9	6,7	7,7	4,3	9,2	5,6	6,3	4,2	7,4	10,3	4,1	2	2,3	2,3
Eu	1,83	1,8	1,69	0,99	1,33	1,04	1,33	1,23	2,96	2,84	1,31	0,78	0,93	0,95
Gd	6,27	5,62	6,43	3,55	9,44	4,07	4,4	4,51	6,36	8,19	3,77	2	2,15	2,76
Tb	1,04	0,9	1,05	0,6	1,78	0,68	0,7	0,7	0,97	1,21	0,61	0,32	0,38	0,45
Dy	5,53	4,7	5,96	3,32	10,55	3,35	3,36	3,78	5,31	6,3	3,65	2,01	1,97	2,65
Ho	1,16	0,98	1,25	0,73	2,38	0,7	0,64	0,77	0,93	1,13	0,76	0,41	0,44	0,58
Er	3,38	2,82	3,71	2,08	7,42	2,11	1,91	2,15	2,64	2,95	2,09	1,41	1,41	1,73
Tm	0,51	0,4	0,55	0,34	1,14	0,34	0,3	0,29	0,36	0,44	0,34	0,19	0,2	0,24
Yb	3,42	2,59	3,55	2,16	7,26	2,23	1,8	1,98	2,46	2,37	1,85	1,19	1,14	1,44
Lu	0,51	0,38	0,58	0,34	1,07	0,34	0,26	0,31	0,38	0,36	0,28	0,2	0,17	0,22
(La/Lu)N	7,145	12,607	8,444	11,159	4,256	16,833	19,538	3,8	8,98	17,75	4,4	4,77	6,56	2,09
Eu/Eu*	0,85	0,896	0,734	0,774	0,436	0,666	0,772	-	1,31	-	-	-	-	-

As rochas estudadas são classificadas como riolitos, riodacitos e dacitos nos diagramas propostos por Winchester & Floyd (1977) que utilizam, além de SiO₂, elementos considerados menos móveis nos processos pós-magmáticos, tais como Zr, TiO₂, Nb e Y (Figura 7 A e B). O caráter subalcalino e afinidade com a série cálcio-alcalina é observada no diagrama La *versus* Yb (Barret & Maclean 1999, *in*: Batata *et al.* 2008, Barros *et al.* 2009) da Figura 8 A, pelo fato da maior parte das amostras apresentarem razões La/Yb maiores que 6. Segundo o diagrama A/CNK *versus* A/NK (Maniar & Piccoli, 1989; Figura 8 B), as rochas são classificadas como pouco peraluminosas. A maior tendência peraluminosa de algumas amostras pode estar relacionada a processos hidrotermais ilustrados pela dispersão do K₂O e CaO na Figura 6.

Para efeito de comparação, a Figura 9 A mostra os padrões dos elementos terras raras (ETR) das amostras da SVSR e da amostra do Granito do Carmo normalizados pelos valores condríticos de Sun & McDonough (1989). Neste diagrama observa-se que as duas unidades exibem o mesmo padrão, corroborando a hipótese de uma associação vulcano-plutônica cogenética. Esta hipótese também é sugerida no diagrama de multi-elementos da Figura 9 B, normalizados pelos valores do manto primitivo de Sun & McDonough (1989), onde as duas unidades também apresentam padrões semelhantes.

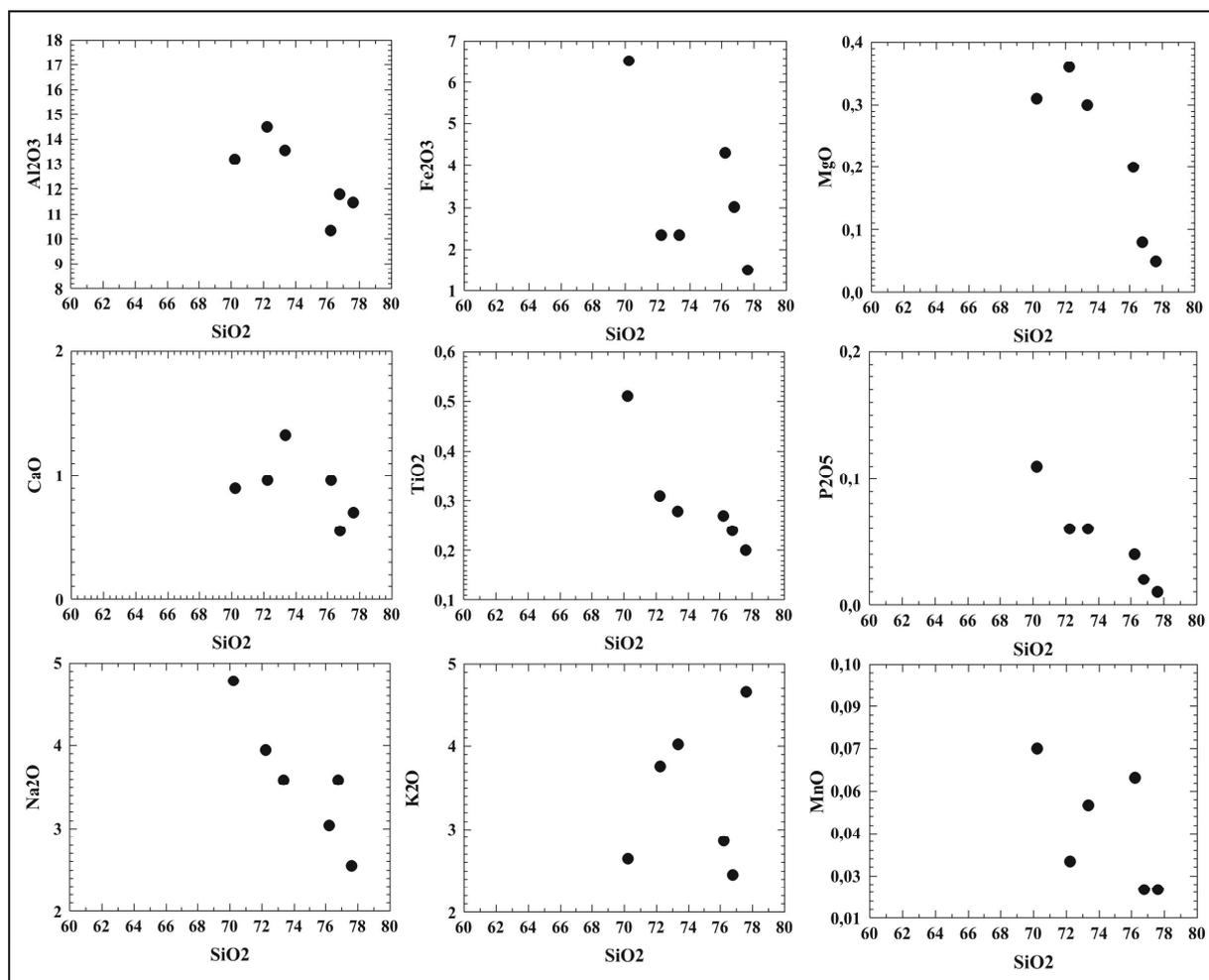


Figura 6 – Diagramas binários SiO_2 vs. óxidos de elementos maiores (%) das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa.

Os padrões dos ETR das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa (Figura 9 A) mostram anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,47$ a $0,9$; Tabela 2) que podem representar diferenciação por fracionamento de plagioclásio. Este fracionamento também é sugerido pela anomalia negativa de Sr no diagrama de multi-elementos da Figura 9 B. O padrão de ETR é inclinado com enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados, estes últimos exibindo configuração sub-horizantalizada. O fracionamento apresenta razões (La/Lu_N) entre 4,26 e 16,83 (Tabela 2). O espalhamento vertical dos ETR pode indicar mobilidade de elementos por alterações pós-magmáticas que afetaram a região em diferentes graus. O diagrama de multi-elementos da Figura 9 B mostra anomalias negativas de Ta, Nb e Sr.

A normalização dos teores de elementos traços e do K_2O , a partir do granito de dorsal meso-oceânica (Pearce *et al.* 1984; Figura 9 C), exhibe enriquecimento em elementos de íons grandes (LILE) K, Rb, Ba e Th, além de Ce e Sm com relação aos elementos de alta carga (HFSE) Ta, Nb, Hf, Zr, Y e Yb. Outro aspecto significativo são os baixos valores de Y e Yb em relação à composição normativa. Essas características assemelham-se aos granitos de arcos

vulcânicos calcio-alcálicos de Pearce *et al.* (1984), que podem variar entre ambientes de arcos oceânicos e arcos continentais.

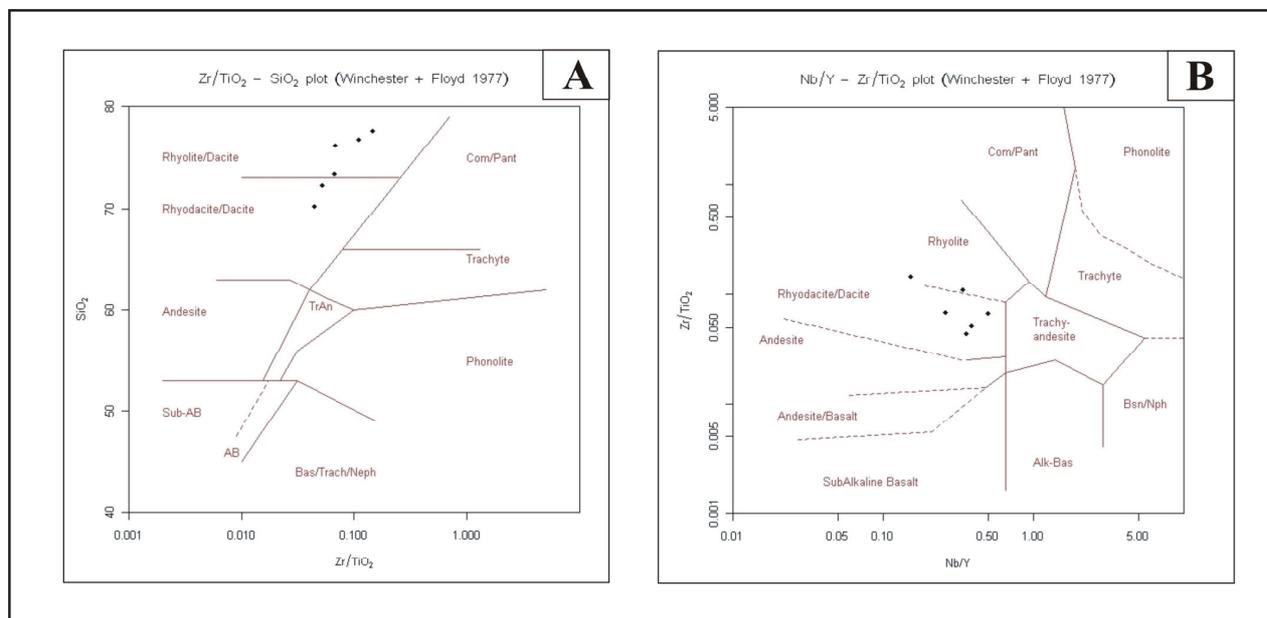


Figura 7 – Variação composicional das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa nos diagramas de Winchester & Floyd 1977: (A) SiO_2 vs. Zr/TiO_2 ; (B) Zr/TiO_2 vs. Nb/Y .

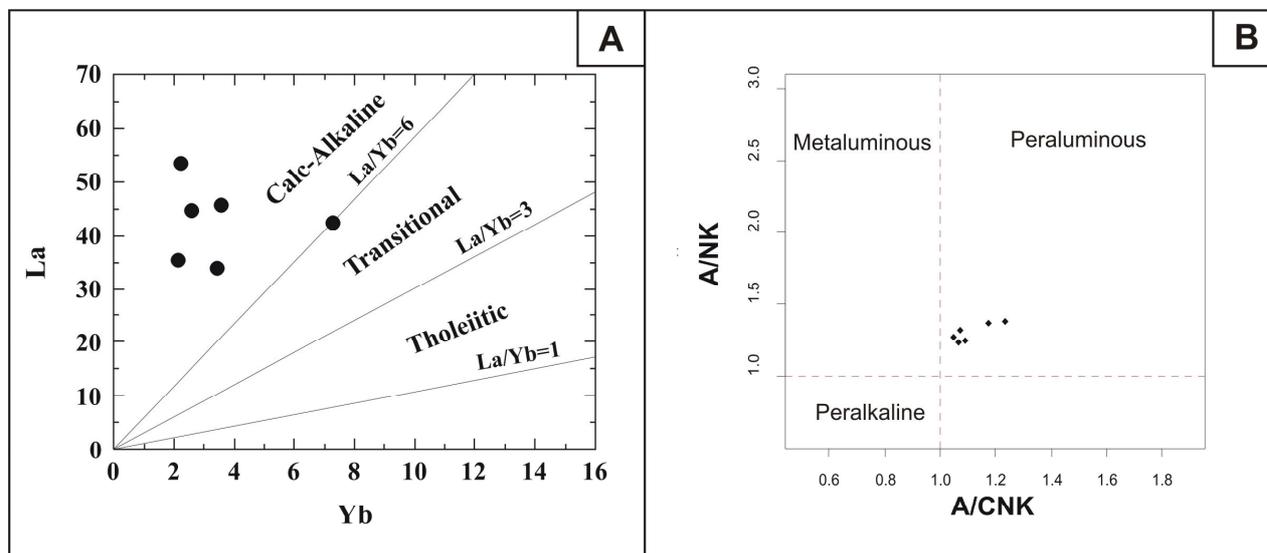


Figura 8 - Variação composicional das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa em diagramas: (A) La vs. Yb (Barrett & Maclean 1999, in: Batata *et al.* 2008, Barros *et al.* 2009); (B) A/CNK vs. A/NK (Maniar & Piccoli, 1989).

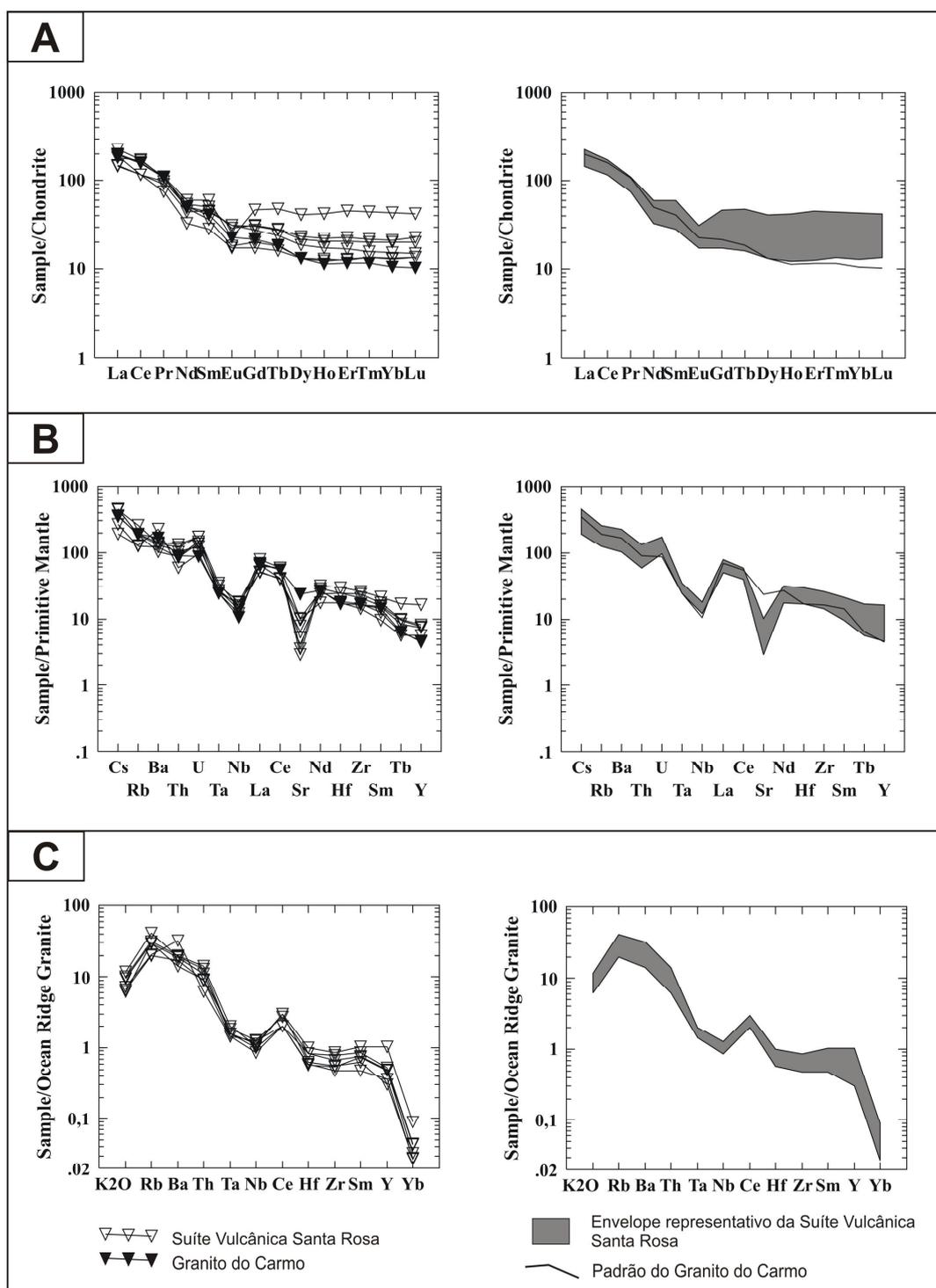


Figura 9 – (A) Diagrama ETR da Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo, normalizados pelos valores condriticos de Sun & McDonough (1989); (B) Diagrama de multi-elementos da SVSR e Granito do Carmo, normalizados pelos valores do manto primitivo de Sun & McDonough (1989); (C) Diagrama de multi-elementos e de K₂O normalizados pelos valores propostos por Pearce et al. (1984) para granito de dorsal meso- oceânica.

Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce *et al.* 1984; Figura 10), as rochas da SVSR ocupam predominantemente o domínio proposto para granitóides de arcos vulcânicos, com apenas uma amostra (MC-32) deslocada para o campo de granitóides intra-placa. Esta amostra também exibe dispersão no diagrama de ETR da Figura 9 A. Todas as amostras ocupam o campo de ambiente pós-colisional proposto por Pearce (1996), Figura 10. O ambiente pós-colisional possui assinaturas geoquímicas indicativas de fontes mantélicas e crustais, e pode apresentar composições de arco e intra-placa (Pearce *et al.* 1984, Pearce 1996). Os teores de Rb entre 78,4 e 164,6 das rochas estudadas são indicativos de arcos maduros e arcos transicionais (oceânico-continental) na concepção de Förster *et al.* (1997). Os teores mais elevados em Rb podem estar relacionados ao processo de sericitização (Pearce *et al.*, 1984). Os dados geoquímicos indicam que a SVSR representa vulcanismo félsico calcio-alcalino de arco com influência continental em possível ambiente pós-colisional.

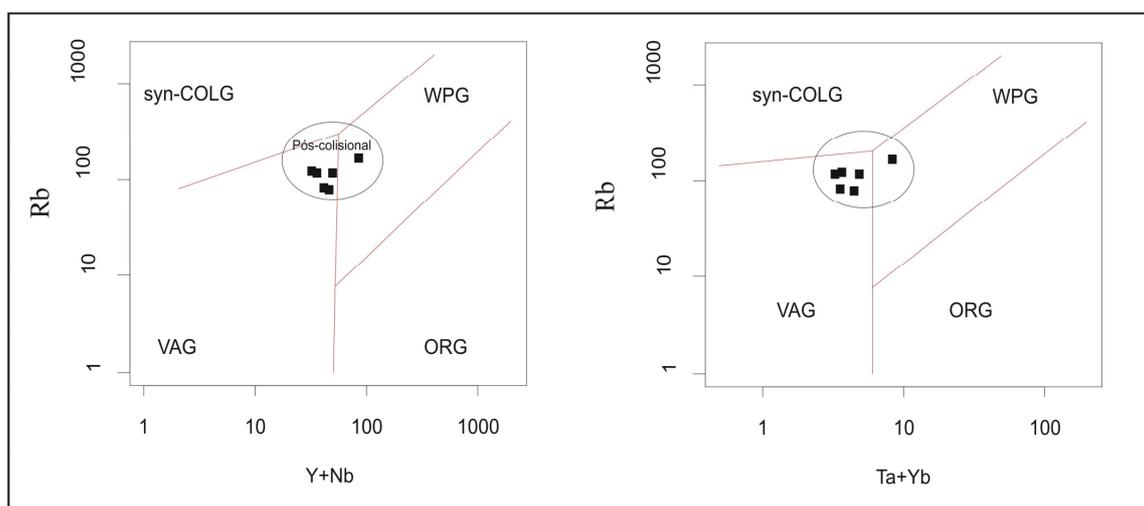


Figura 10 – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos Rb vs. Y+Nb e Rb vs. Ta+Yb (Pearce et al., 1984) da Suíte Vulcânica Santa Rosa. Syn-COLG: Granitos Sin-colisionais; VAG: Granitos de Arco Vulcânicos; WPG: Granitos Intra-Placa; ORG: Granitos de Dorsais Meso-Oceânicas.

Formação Monte do Carmo

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

A seção geológica esquemática dos perfis estudados desta unidade encontra-se ilustrada na figura 11 (perfil A-B) e indicada no mapa geológico da Figura 2.

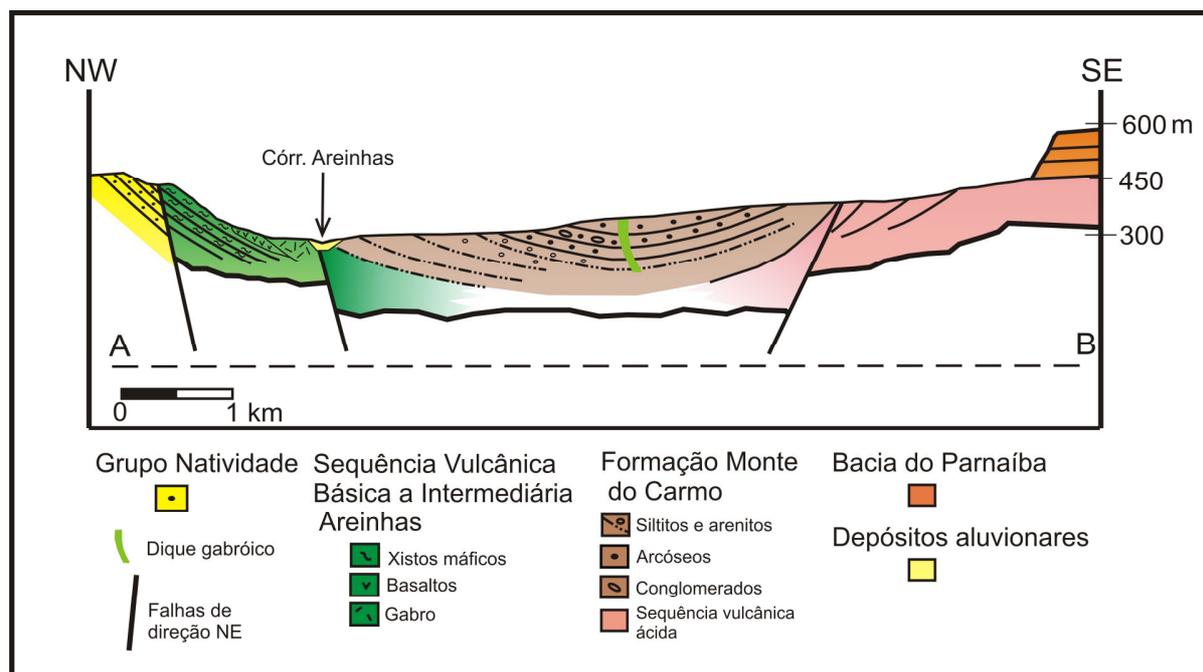


Figura 11 - Seção geológica esquemática da Formação Monte do Carmo (perfil A-B da Figura 2).

Rochas Máficas (Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas)

Aflora ao longo do Córrego Areinhas, a sudeste da cidade de Monte do Carmo. Encontra limitada a oeste pelos morros de quartzito com direção NE do Grupo Natividade, por contato tectônico. A norte e leste a seqüência é recoberta pela Bacia do Parnaíba. Uma simplificada divisão das rochas máficas compreende três fácies principais: (i) xistos máficos; (ii) basaltos e gabros; (iii) termos vulcanoclásticos. As rochas apresentam alteração hidrotermal em variáveis graus, e deformação com formação de foliação e veios de quartzo relacionados ao cisalhamento.

Os xistos afloram em lages (Figura 12A) e ocorrem próximo ao contato com o Grupo Natividade. Exibem estrutura foliada macro e microscopicamente, e granulação fina a média. Os tipos de rocha dominante são actinolita e clorita xistos com grande quantidade modal de actinolita e clorita, e com epidoto e quartzo subordinado. Actinolita + clorita + epidoto + plagioclásio + opacos ± quartzo ± carbonato, em variadas proporções, são as principais fases minerais. Os tipos mais afetados pela deformação e alterações pós-magmáticas possuem maior quantidade de epidoto e quartzo. A assembléia mineral sugere protólitos máficos para os xistos e indica grau metamórfico que não excede a fácies xisto-verde baixo (Bucher & Frey 1994), com temperaturas abaixo de $280^{\circ} \pm 30^{\circ}$. A grande quantidade modal de clorita em alguns litotipos pode representar protólitos de afinidade ultramáfica. O pacote de xistos apresenta foliação de direção NE e mergulhos entre 35° a 45° para SE (entre 105° a 120°).

Os basaltos e gabros são os tipos que preservam textura e estruturas magmáticas. Macroscopicamente os gabros são porfíricos com fenocristais centimétricos de piroxênio em matriz granular esverdeada. Apresentam variação granular e textural onde os tipos mais finos são mais foliados com fenocristais orientados. Tais feições podem ser indicativas de diferentes taxas de deformação e posicionamento dentro da intrusão. Ao microscópio os fenocristais constituem

pseudomorfos de piroxênio com forma prismática transformados para anfibólio e clorita, envolvidos por matriz granular de plagioclásio saussuritizado, epidoto, opacos e quartzo. A maior quantidade de epidoto e quartzo em alguns domínios é devido a processos de epidotização e silicificação. Os basaltos possuem cor verde escuro, granulação fina a média e amígdalas de dimensões centimétricas. Ao microscópio possuem textura intergranular com cristais prismáticos (ripiformes) de plagioclásio saussuritizado em matriz de clorita, plagioclásio e opacos (Figura 13A e B). As rochas vulcanoclásticas afloram nas proximidades do córrego Areinhas. Possuem cor esverdeada, níveis centimétricos com variação granulométrica, e por vezes fragmentos lamelares centimétricos de púmices.

As condições metamórficas/hidrotermais das rochas máficas parecem estar relacionadas à deformação que facilita o influxo de soluções aquosas hidrotermais. O contato com rochas sedimentares anquimamórficas aflorantes a leste não foi observado em campo, mas parece estar próximo ao lineamento NE de escala quilométrica por onde passa o Córrego Areinhas.

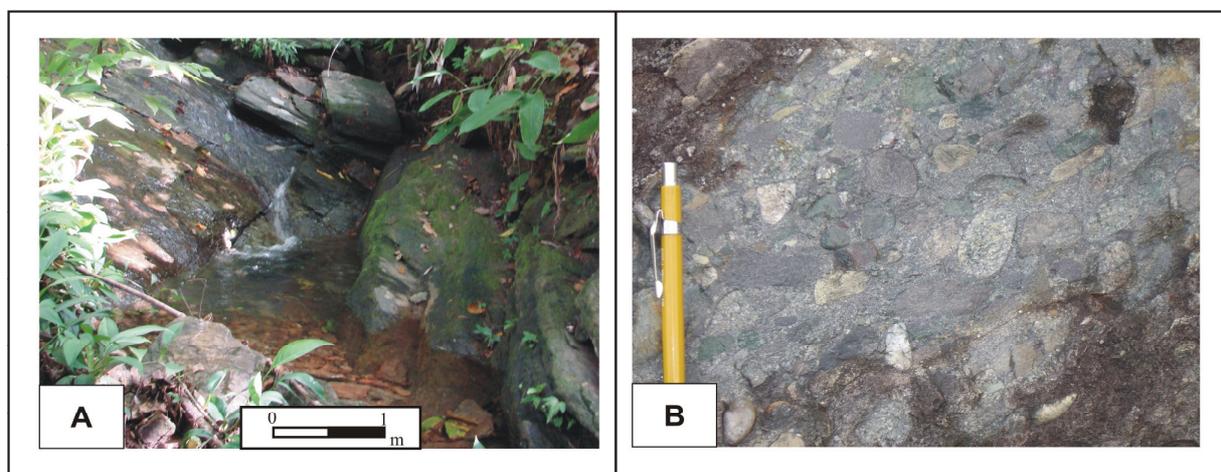


Figura 12 – Aspectos de campo dos xistos máficos aflorando em lages (A), e do conglomerado polimítico exibindo seixos arredondados centimétricos (B).

Rochas Sedimentares e Rochas Vulcânicas félsicas

Este conjunto foi estudado ao longo da estrada de terra que leva ao morro testemunho da Pedra Furada (Ponto PF na Figura 2 e Figura 14). O perfil parte do vale do Córrego Areinhas com cotas médias de 300 m, e sobe na topografia até as escarpas da Serra do Carmo com cotas de 440 m.

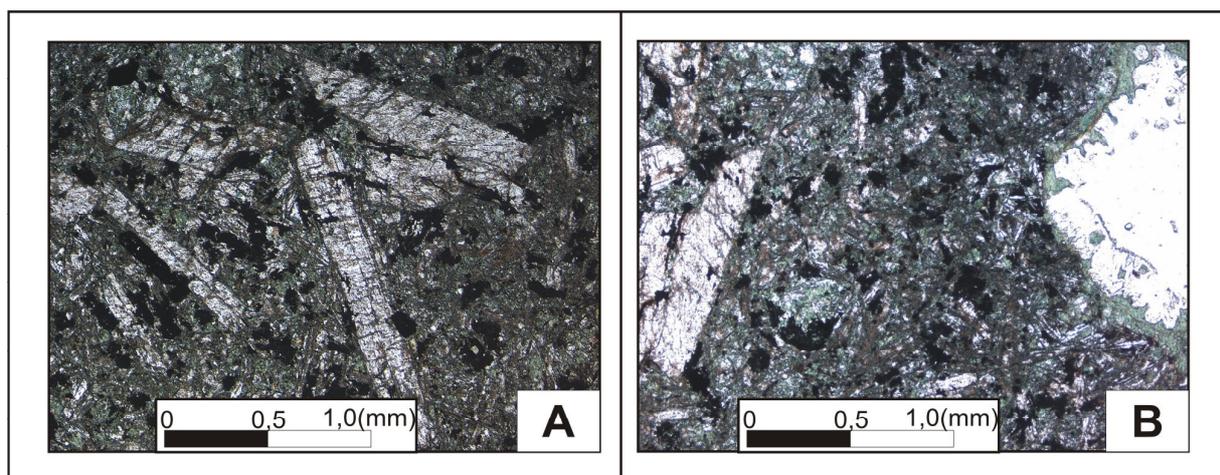


Figura 13 - Fotomicrografias dos basaltos da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas mostrando diferentes aspectos texturais. (A) Textura intergranular com cristais prismáticos de plagioclásio saussuritizado em matriz de clorita, plagioclásio e opacos (polarizador paralelo); (B) Amígdala preenchida por quartzo e clorita no canto direito da fotomicrografia.

A sucessão sedimentar inicia-se com um pacote de siltitos argilosos com intercalações de arenitos. O pacote apresenta mergulhos de 20° a 40° para SE, entre 100° a 120° . Sobrepondo o pacote de siltitos ocorre uma seqüência imatura de arenitos arcoseanos, marcada por um nível de conglomerado polimítico nas porções basais, cortada por diques gabróicos. O conglomerado contém seixos arredondados com dimensões milimétricas a centimétricas de quartzo, quartzito, rochas vulcânicas e granitos em matriz arenosa a arcoseana cinza esverdeada (Figura 12B). A porção arcoseana aflora em bancos ou em blocos, exibindo disjunção esferoidal. Apresenta tonalidades cinza avermelhadas e granulometria média a grossa. Em alguns locais observam-se estratificação plano-paralela, estratificação cruzada decimétrica e níveis centimétricos de minerais opacos. A sucessão é concordante com o pacote inferior de siltitos argilosos, no entanto, nas proximidades do ponto 07-43 (Figura 2) apresenta mergulhos de 40° a 60° para NW com direção NNE ($N-10^{\circ}E$). Veios de quartzo verticais evidenciam fraturas com direção $N40^{\circ}W$.

A partir do ponto 07-43 afloram rochas piroclásticas félsicas com cor de alteração marrom esbranquiçada, exibindo fragmentos centimétricos. A estruturação de mergulho para NW apresenta-se mais verticalizada perto deste ponto. A seqüência de rochas vulcânicas ácidas estende-se para leste com ampla variação de litofácies até ser coberta pela Bacia do Parnaíba, e parece concordante com a estruturação anterior de mergulho para NW.

A estruturação e associação espacial das rochas máficas, sedimentares e ácidas indicam que a Formação Monte do Carmo representa uma seqüência vulcano-sedimentar bimodal estruturada por sistema de falhas (gráben) de direção NE. A porção máfica apresenta-se parcialmente deformada e metamorfizada/hidrotermalizada devido à zona de cisalhamento que a delimita a oeste. As porções sedimentar e ácida são anquimetamórficas e localmente afetadas por falhas.

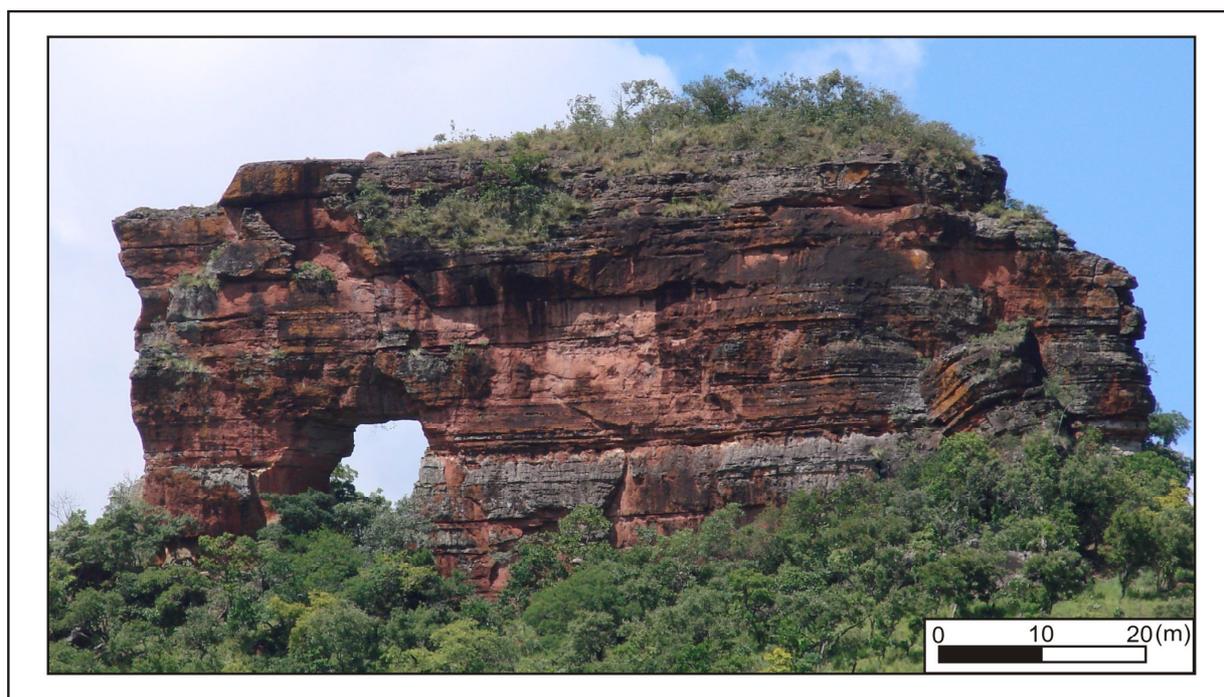


Figura 14 – Vista Panorâmica da Pedra Furada, ponto PF da Figura 2. Rochas sedimentares horizontalizadas da Bacia do Parnaíba sustentam o relevo do tipo cuestas, e sobrepõem em discordância angular a Formação Monte do Carmo. Escala gráfica aproximada.

GEOCRONOLOGIA

Nove litotipos da Formação Monte do Carmo foram investigados pelo método Sm-Nd. Quatro correspondem a basaltos e xistos máficos, dois representam arcóseos, e três são da seqüência vulcânica félsica. Os basaltos e xistos máficos apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que variam de 0,1113 a 0,1199 e idades modelo T_{DM} entre 0,86 e 1,01 Ga (Tabela 3). Os teores mais elevados de Sm e Nd dos basaltos (valores aproximadamente entre 7 e 9 ppm e 35 e 51 ppm) com relação aos xistos máficos (valores aproximadamente entre 2 e 3 ppm e 11 e 16 ppm), refletem sua natureza mais alcalina.

Os arcóseos possuem razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,1027 e 0,1055 e idades modelo T_{DM} entre 1,67 e 1,85 Ga (Tabela 3). As rochas vulcânicas félsicas forneceram razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que variam de 0,1141 a 0,1168 e idades modelo T_{DM} entre 1,54 e 1,91 Ga (Tabela 3).

As idades modelo T_{DM} dos basaltos e xistos máficos mostram fontes essencialmente Neoproterozóicas na geração do magmatismo máfico da Formação Monte do Carmo. As idades modelo T_{DM} das rochas sedimentares e piroclásticas félsicas indicam uma mistura de fontes Paleo-Neoproterozóicas envolvidas na evolução destas rochas.

Litotipo/Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (± 2SE)	ε _{Nd} (0)	T _{DM} (Ga)	Coordenada UTM (N)/(E) – zonas 22/23 S
Formação Monte do Carmo							
Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas							
basalto/MC-45	6,897	34,783	0,1199	0,512446+/-24	-3,74	0,97	8803420/0823941
basalto/MC-46	9,450	51,329	0,1113	0,512364+/-5	-5,35	1,01	8803405/0823775
Xisto máfico/MC-68	3,022	15,761	0,1159	0,512470+/-9	-3,27	0,89	8803192/0822652
Xisto máfico/MC-67	2,082	11,121	0,1132	0,512475+/-7	-3,17	0,86	8803140/0822630
Sequência Sedimentar							
Arcóseo/MC-18b	4,142	23,742	0,1055	0,511718+/-6	-17,94	1,85	8798566/0824270
Arcóseo/MC-20	4,169	24,528	0,1027	0,511817+/-6	-16,02	1,67	8798246/0824609
Sequência Vulcânica Ácida							
Piroclástica félsica/MC-07-43	5,411	28,664	0,1141	0,511789+/-16	-16,56	1,91	8798126/0826719
Piroclástica félsica/MC-07-51	5,576	29,224	0,1153	0,512032+/-13	-11,82	1,55	8797940/0172928
Piroclástica félsica/MC-07-78	3,515	18,199	0,1168	0,512058+/-10	-11,32	1,54	8797904/0172971

Tabela 3 - Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total e coordenadas UTM das amostras de rochas da Formação Monte do Carmo.

GEOQUIMICA

Rochas Máficas (Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas)

As amostras estudadas são de rochas submetidas a metamorfismo/hidrotermalismo e deformação dentro do fácies xisto verde. Desta forma, procurou-se verificar os efeitos destes processos sobre suas composições químicas. As rochas máficas estudadas apresentam variáveis graus de alteração, atestados pelo intervalo de valores de LOI listados na Tabela 2 e pelas observações petrográficas. Os basaltos possuem os valores mais elevados de LOI, variando de 6,4 a 7,4 %. Os xistos máficos e o gabro possuem os menores valores de LOI, entre 2 a 4,7 %.

Para traçar a mobilidade relativa de elementos químicos das rochas desta sequência, utilizaram-se diagramas binários do tipo Harker com o elemento Zr no eixo x, já que Zr é considerado relativamente imóvel sob as condições metamórficas/hidrotermais da área estudada (Floyd & Winchester 1975; Kumar & Rathna 2008; Raza *et al.* 2009). Geralmente os elementos de grande raio iônico (LILEs; e.g. Sr, Ba, Rb, K, Na) são móveis durante o metamorfismo de baixo grau em rochas máficas, enquanto que os elementos de alta valência (HFSEs; e.g. Ti, P, Nb, Hf, La, Zr, Y), elementos terras raras (ETR) são imóveis (Yibas *et al.* 2003; Zhu *et al.* 2008). Os gráficos binários (Figura 15) exibem correlações positivas com o aumento das concentrações de Zr, indicando que as rochas máficas estudadas ainda preservam assinaturas geoquímicas originais. Somente os elementos considerados imóveis serão utilizados nas interpretações classificatórias e genéticas destas rochas.

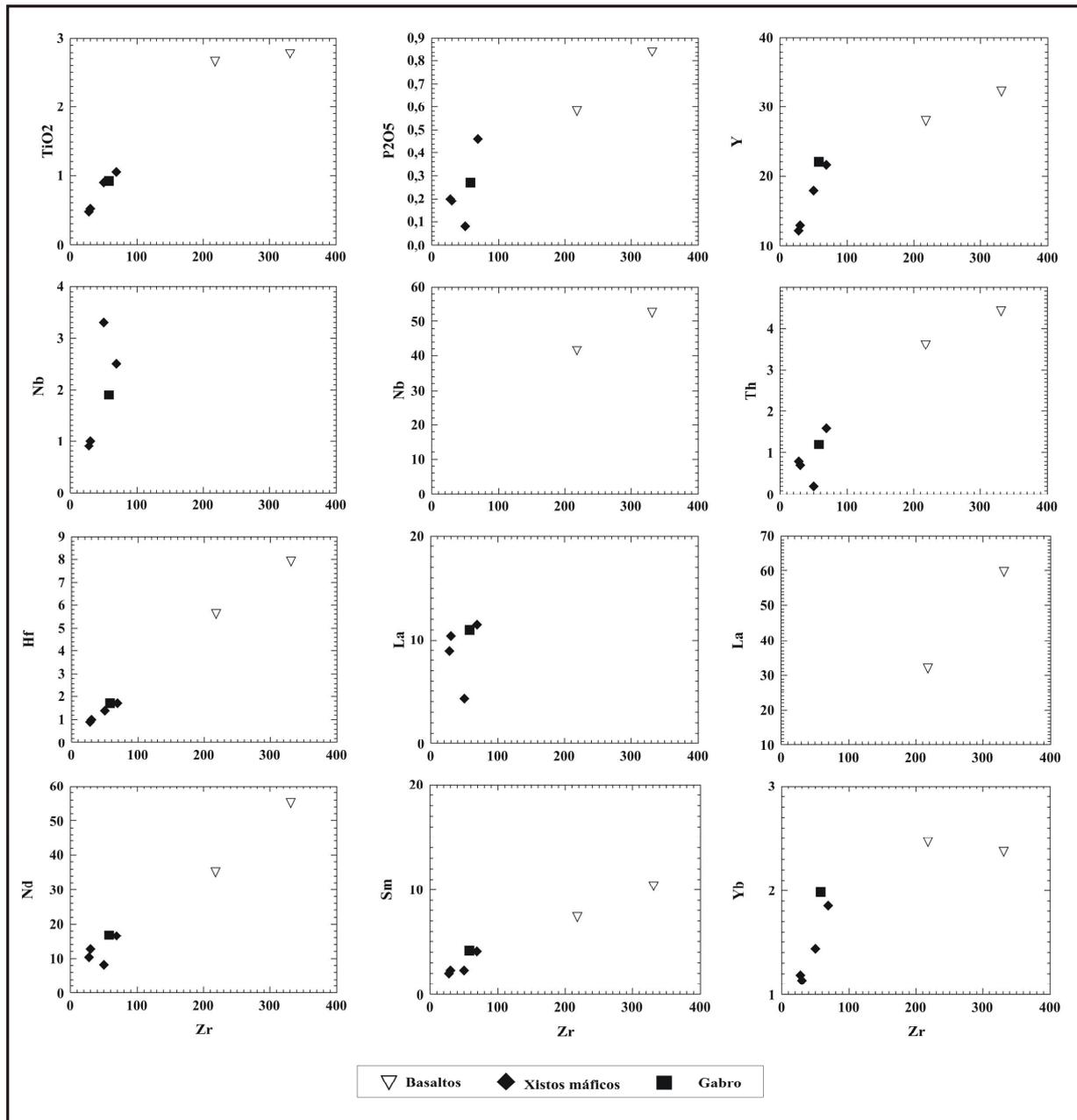


Figura 15 – Diagramas binários Zr vs. elementos incompatíveis das rochas da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas. Correlações positivas sugerem pouca mobilidade destes elementos diante do metamorfismo/hidrotermalismo de baixo grau.

No diagrama Zr/TiO_2 versus Nb/Y (Figura 16; Winchester & Floyd, 1977), as amostras dos xistos máficos e gabro ocupam o campo de basaltos/andesitos. Os basaltos ocupam o campo de basaltos alcalinos.

Os xistos máficos e o gabro são depletados em ETR quando comparados aos basaltos no diagrama de ETR (Figura 17 A), normalizados pelos valores condríticos de Sun & McDonough (1989). O gabro é ligeiramente enriquecido em ETR pesados com relação aos xistos máficos. Os

níveis de abundância de ETR para os xistos máficos e o gabro decrescem de La = 20 – 60x o condrito para Lu = 6 – 15x o condrito. Em contraste, os basaltos possuem valores de La = 140 – 250x o condrito e valores de Lu = 17x o condrito. O padrão de ETR é pouco inclinado para os xistos máficos e o gabro, com pouco enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados, apresentando razões ($La/Lu_N = 2,1 - 6,6$) e insignificantes anomalias de Eu (Tabela 02). O padrão de ETR dos basaltos é inclinado, com nítido enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados, com razões ($La/Lu_N = 8,9 - 17,7$) e pequena anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1,3$) para amostra MC 45 (Tabela 02). A suavidade dos padrões de ETR das rochas máficas sugere que estes elementos não foram alterados significativamente pelo metamorfismo/hidrotermalismo

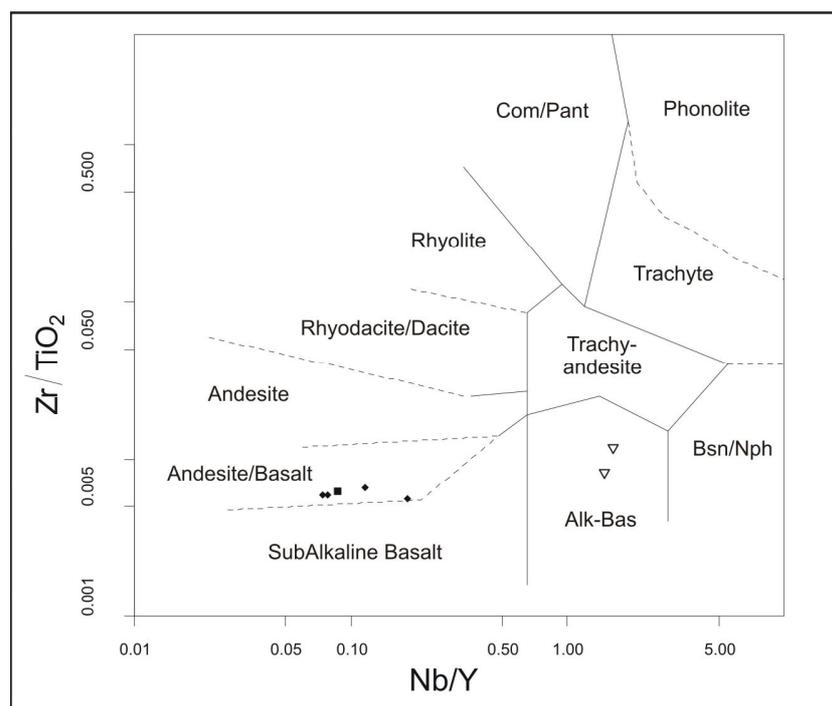


Figura 16 - Diagrama Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) das rochas da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas. A simbologia é a mesma utilizada na Figura 15.

No diagrama de multi-elementos (Figura 17 B), normalizados pelos valores condríticos de Sun & McDonough (1989), os basaltos possuem concentrações mais elevadas em todos os elementos incompatíveis quando comparados aos xistos máficos e o gabro. Algumas amostras de xistos máficos e o gabro exibem anomalias negativas de Nb e Ta, além de outras anomalias, como negativa de Zr e Hf e positiva de Sm. Quantidades depletadas em Nb e Ta com relação aos vizinhos Th e La são relacionadas tanto a rochas de arco por processo de subducção (Best 2003; Kurt *et al.* 2008), quanto a ambientes continentais por assimilação de crosta continental (Zhu *et al.* 2008; Moraes *et al.* 2003).

A Figura 18 exibe diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, aplicados a rochas de composição basáltica e andesítica, compilados em Rollinson (1993). Os basaltos ocupam predominantemente o campo de basaltos alcalinos intraplaca, sendo que nas Figuras 18 C e D aproximam-se de basaltos toleíticos intraplaca. Os xistos máficos e o gabro situam-se nos campos

de basaltos de dorsais meso-oceânicas (N-MORB e E-MORB) e de arco subalcalinos (toleíticos e calcialcalinos). Apenas uma amostra dos xistos máficos encontra-se no campo intraplaca da Figura 18 D, que pode representar mobilidade do Th durante os processos pós-magmáticos (Rollinson 1993).

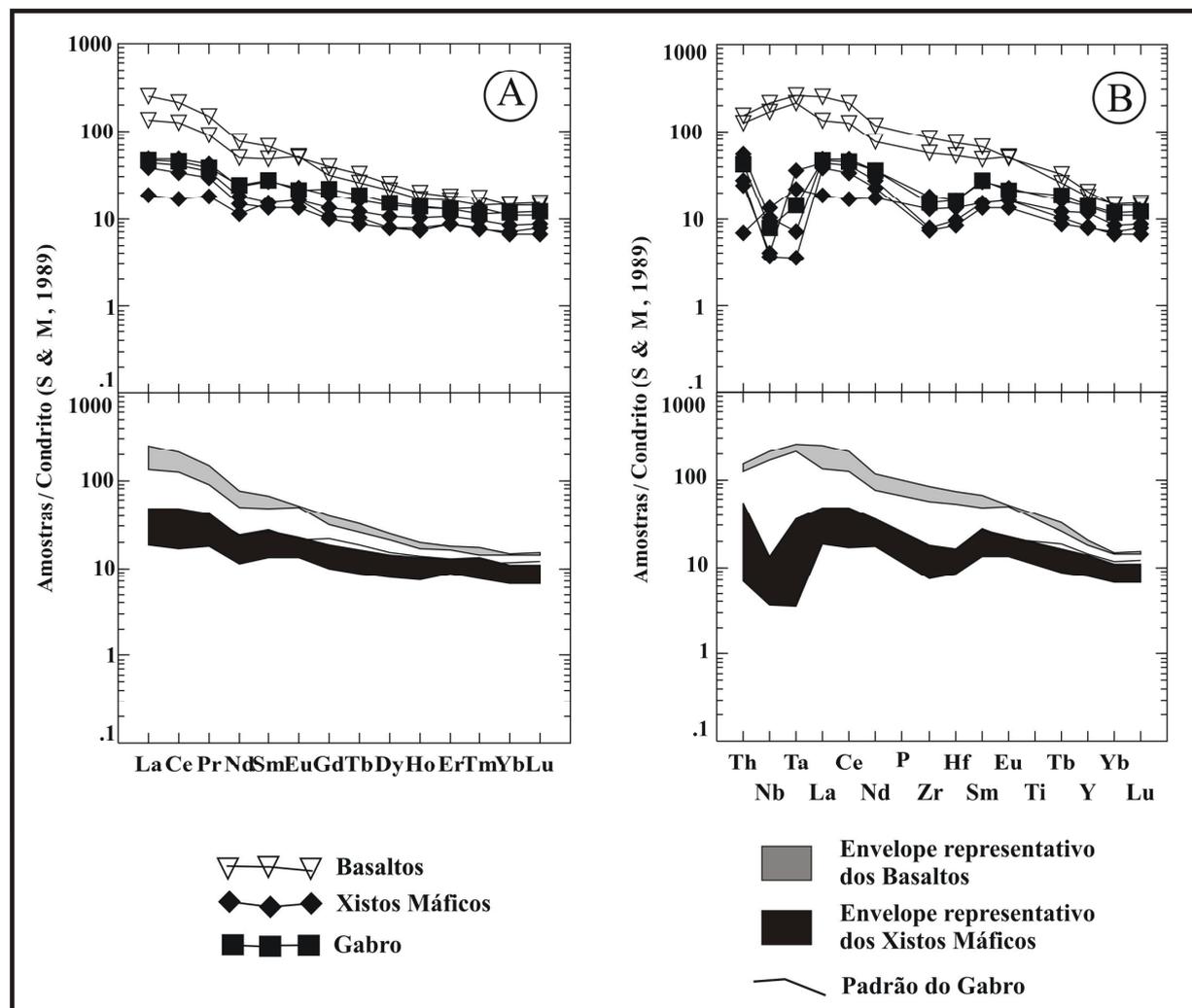


Figura 17 - (A) Diagrama ETR das rochas da Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, normalizados pelos valores condriticos de Sun & McDonough (1989); (B) Diagrama de multi-elementos das rochas da Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, normalizados pelos valores condriticos de Sun & McDonough (1989).

A geoquímica das amostras analisadas confirma a composição basáltica indicada pela petrografia. Os basaltos possuem afinidade alcalina e são os tipos mais evoluídos, com enriquecimento em elementos incompatíveis e ETR quando comparados aos outros litotipos. Apresentam natureza intraplaca sugerindo ambiente continental. Os xistos máficos e o gabro possuem características entre basaltos de MORB e de arco subalcalino. As anomalias negativas de Nb e Ta destes litotipos são interpretadas como herdadas da fonte por fusão parcial de rochas do manto ou por contaminação crustal na fonte do magma.

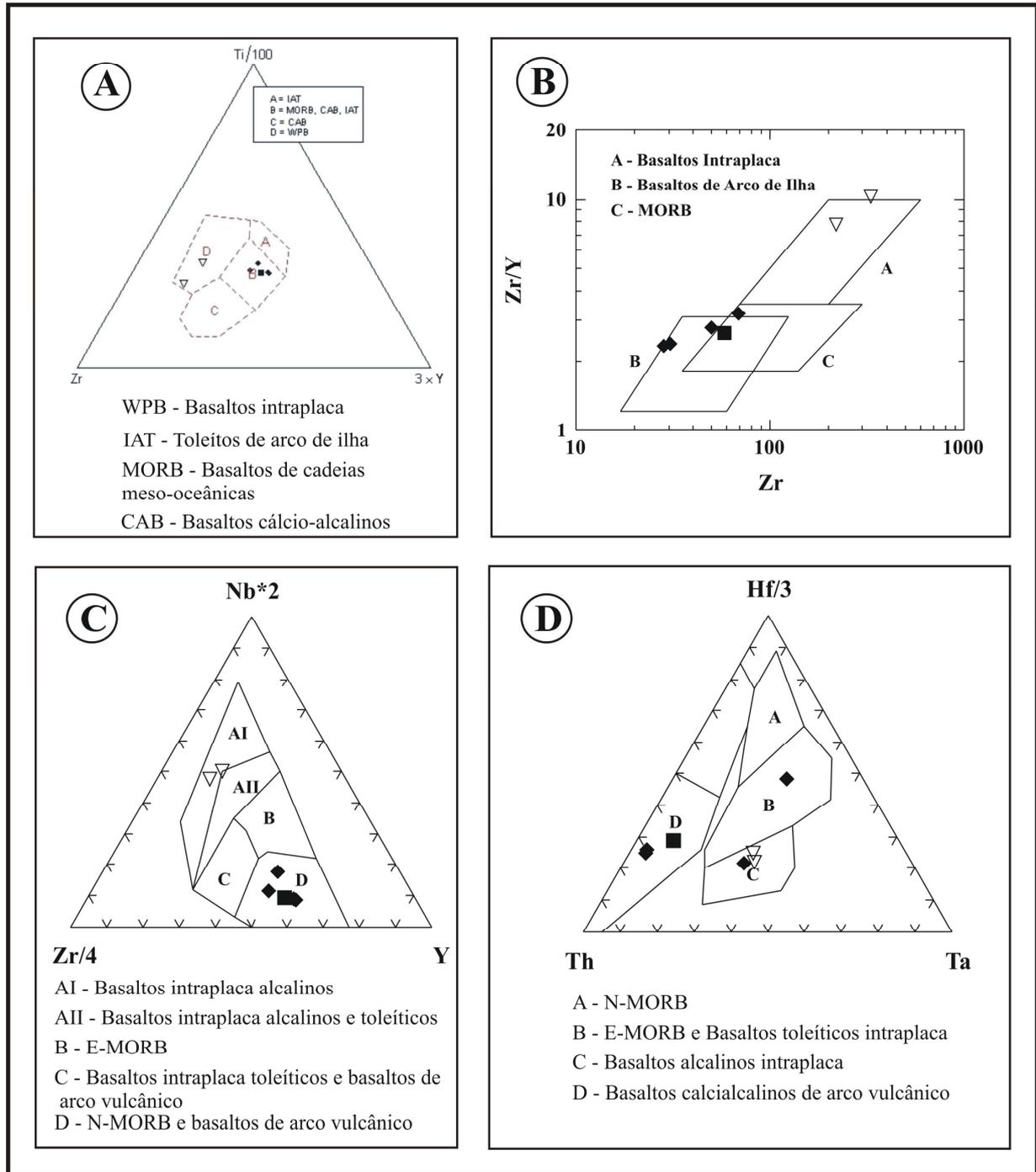


Figura 18 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas da Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas. (A) Ti-Zr-Y (seg. Pearce & Cann, 1973 in: Rollinson 1993); (B) Zr/Y vs. Zr (seg. Pearce & Norry, 1979 in: Rollinson 1993); (C) Zr-Nb-Y (seg. Meschede, 1986 in: Rollinson 1993); (D) Th-Hf-Ta (seg. Wood, 1980 in: Rollinson 1993). A simbologia é a mesma utilizada na Figura 15.

CONCLUSÕES

Os estudos geocronológicos U-Pb em zircão mostram que a Suíte Vulcânica Santa Rosa e o Granito do Carmo possuem idades paleoproterozóicas de 2086 ± 10 e 2048 ± 13 Ma, respectivamente. Os dados isotópicos Sm-Nd em rocha total destas unidades mostram idades modelo T_{DM} de $\sim 2,1$ Ga com valores de $\epsilon Nd(T)$ positivos, sugerindo geração de magma a partir de fonte mantélica paleoproterozóica. A suíte vulcânica Santa Rosa é uma seqüência de nível crustal pouco profundo, com termos félsicos de composição dacítica a riolítica e assinatura geoquímica de arco calcialcalino com influência continental, possivelmente em ambiente pós-colisional. Os dados de campo, geocronológicos e geoquímicos corroboram uma associação vulcano-plutônica félsica cogenética de idade 2.08-2.04 Ga para a Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo. Desta forma, a Suíte Vulcânica Santa Rosa parece relacionada à Suíte Intrusiva Ipueiras, inserindo-se no episódio magmático paleoproterozóico do ciclo Transamazônico que afetou a região.

As investigações de campo mostram que a Formação Monte do Carmo é uma seqüência vulcano-sedimentar bimodal, com estruturação de gráben. Os diferentes valores de idades modelo T_{DM} indicam uma mistura de fontes envolvidas na evolução das unidades desta formação. Os valores de idades modelo T_{DM} de $\sim 0,8$ Ga das rochas máficas favorecem a interpretação desta unidade ser do Neoproterozóico. Apesar das dificuldades encontradas na caracterização geoquímica das rochas máficas afetadas pela deformação e metamorfismo/hidrotermalismo, pode-se inferir um ambiente tectônico intraplaca continental relacionado à implantação de um gráben extensional no final do ciclo colisional Brasileiro.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pelo suporte nos trabalhos de campo e de laboratório. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq pelo apoio da pesquisa e concessão de bolsa de mestrado.

REFERÊNCIAS

- Arcanjo S. H. S., Moura C. A. V. 2000. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia-região de Paraíso do Tocantins (TO). *Rev. Bras. Geoc.*, 30 (4): 665-670.
- Barbosa O., Gomes F.A., Hembold R., Ramos J.R.A. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro. DNPM-DFPM, Monog. 11, 94p.
- Barradas J.A.; Lafon, J.N.; Kotschoubey, B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da Região de Monte do Carmo – Porto Nacional, Tocantins. *Novos Resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, SP, p.182-183.
- Barros M.A.S.; Chemale JR, F.; Nardi, L. V. S.; Lima, E.F. 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: geochemistry and isotopic evidences. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 11-23.
- Batata M. E. F.; Leite, J. A. D.; Souza, M.Z.A. 2008. Petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Roosevelt, província ígnea Teles Pires, SW do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1): 38-55.

- Best M. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. 2 ed. Oxford, Blackwell Science, 717 p.
- Bezerra P.E.L., Cunha B.C.C., Ianhez A.C., Potiguar L.A.T, Pitthan J.H.L., Souza Jr.J.J, Montalvão R.M.G, Souza A.M.S. 1981. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 1, Goiânia, *Atas*, 363-375.
- Braga L. M. V., Dardenne, M. A., Junqueira-Brod, T. C., Sabóia, A. M., Paulino, F., Pereira, G. S. P., Oliveira, A. A. 2008. Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. *In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.*
- Branney M. J. & Kokelaar, P. 2002. *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. London Geological Society Memoirs, **27**: 143.
- Brod T.C.J., Dardenne M.A., Saboia A.M., Gomide C.S. 2009. Geoquímica das rochas vulcânicas da região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, XI, Cuiabá, Anais. CD-ROM.*
- Bucher K. & Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 6 ed. Berlin, Springer-Verlag, 318p.
- Buhn B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99-114.
- Chaves C. L., Gorayeb P. S. S., Moura C. A. V. 2003. A Granitogênese Paleoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: Idades Modelo (TDM) e Evaporação de Pb em zircão. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, VIII, Manaus, Anais. CD-ROM.*
- Chaves C. L., Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos tipo A do setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 366-378.
- Costa L.A.M.; Portela, A.C.; Nilson, A.A., Vale, C.R.O.; Marchetto, C.L.M.; Santos, E.L.; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, R.; Marchetto, P.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mosmann, R.; Oliveira, T.F.D.; Silva, W.E. 1976. Projeto Leste do Tocantins, Oeste do Rio São Francisco. Conv. DNPM/CPRM/PROPESC. (relatório final inédito), Rio de Janeiro.
- Costa J.B.S., Lemos R.L.; Martins J.P.A., Beltrão J.F, Goes A.M., Hasui Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Revista Brasileira de Geociências*, **14 (1)**:3-11.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Jr. J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Projeto RADAMBRASIL. Geologia da Folha SC. 22 Tocantins, Rio de Janeiro, Secretaria Geral/ MME. (Lev. Rec. Nat. 22).
- Dardenne M.A & Saboia A.M. 2007. Litoestratigrafia do Grupo Natividade na região de Natividade-Pindorama, sudeste do Estado de Tocantins. *In: Rosa Costa L.T. (Org.), Klein E. L. (Org.); Viglio E. P. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia*, volume 5, Belém. Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 29-38.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães, J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho J.V., Valeste C.R., Perrota M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In: Luiz Augusto Bizzi; Carlos Shobbenhaus; Roberta Mary Viddoti; João Henrique Gonçalves. (Org.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, p. 227-334.
- Frasca A.A.S., Araújo V.A. 2001. Projeto Hidrogeologia no Tocantins – Folha Palmas-SD.22-Z-B. Goiânia: CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

- Floyd P.A & Winchester J.A. 1975. Magma Type And Tectonic Setting Discrimination Using Immobile Elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**: 211-218.
- Förster H.J., Tischendorf G., Trumbull, R.B. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, **40**: 261-293.
- Fuck R. A., Dantas E. L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Junges S. L., Hollanda M. H.B.M., Moraes R., Armstrong R. 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG, Cong. Bras. de Geologia, 41, João Pessoa. Anais, p. 308.
- Gioia S.M., Pimentel, M. M. 2000. A metodologia Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:219-245.
- Gorayeb P.S.S., Palermo N., Leite A.A.A. 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo – TO: caracterização geológica – petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, SP, *Bol. Res. Expand.*, p. 313-314.
- Gorayeb P. S. S.; Moura, C. A. V. ; Barros, G. R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil.. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:215-224.
- Gorayeb P. S. S., Chaves C. L., Moura, C. A. V. 2001. A granitogenese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: implicações para redefinição da Suite Lajeado. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. Boletim de resumos expandidos, CD ROM.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional, TO. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Hasui Y. Costa, J. B. S., Abreu, F. A. M. 1984. Província Tocantins - Setor setentrional. In: F F M de Almeida; Y Hasui. (Org.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Editora Edgard Blucher, 187-204 p.
- Kumar K. V. & Rathna K. 2008. Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam Alkaline Province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism. *Lithos*, **104**: 306–326.
- Kurt H., Kürsad A., Ruffet G. 2008. The relationship between collision-related calcalkaline, and within-plate alkaline volcanism in the Karacadag Area (Konya-Türkiye, Central Anatolia). *Chemie der Erde*. **68**: 155-176.
- Lima H. A. F., Ferreira Filho C; Pimentel M, Dantas E, Araujo S. 2008. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**: 300-317.
- Maniar P. D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.
- Moraes R., Fuck R.A., Pimentel M.M., Gioia S.M.C.L., Figueiredo A.M.G. 2003. Geochemistry and Sm–Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelândia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. *Precambrian Research*, **125**: 317–336.
- Palermo N. 1988. *Geologia e Mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás*. Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro, UFRJ, 139p.
- Palermo N. 2005. Vulcânicas ácidas de Monte do Carmo: Estágio do conhecimento. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, III, Cabo Frio. *Anais*, p. 411-414.

- Paulino F., Dardenne M. A., Junqueira-Brod T. C., Saboia A. M., Braga L. M. V., Silveira D. A., Gomide C. S., Pereira G. S. P., Oliveira A. A. 2008. Geologia da Região do Córrego Saleiro, Suíte Vulcânica Santa Rosa, Monte do Carmo, TO. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.*
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956–983.
- Pearce J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-133.
- Quaresma E. C., Kotschoubey B. 2001a. Petrologia e geoquímica de rochas da Formação Monte do Carmo, Tocantins. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, VII, Belém, Resumos Expandidos*, p. 35-37- CD-ROM.
- Quaresma E. C.; Kotschoubey, B. 2001b. Granito Arueira, região de Porto Nacional, Tocantins: testemunho de granitogênese brasileira. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, VII, Belém. Resumos Expandidos - CD-ROM.*
- Quaresma E. C., Kotschoubey B. 2002. Caracterização preliminar de Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, região de Monte do Carmo, Tocantins. *In: SBG, Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, II, Belém. Resumos.*
- Queiroz J.P.C., Kotschoubey B., Lafon, J.M. 1999. Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. *In: SBG, Simpósio da geologia da Amazônia, VI, Manaus, Anais*, p.574-576.
- Raza M., Khan A., Khan M. S. 2009. Origin of Late Palaeoproterozoic Great Vindhyan basin of North Indian shield: Geochemical evidence from mafic volcanic rocks. *Journal of Asian Earth Sciences*, **34**: 716–730.
- Rollinson H.R.1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. 1 ed., Singapore, Pearson Education Asia (Pte), 352p.
- Saboia A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C. 2007. Aspectos geológicos e geocronológicos do Granito Monte do Carmo, da Suíte Santa Rosa e da Formação Monte do Carmo, Região de Monte do Carmo (TO). *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, X, Porto Velho-RO. CD-ROM.*
- Saboia A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C., Dantas E.L., Palermo N. 2009. Dados Isotópicos e Geocronológicos da região de Monte do Carmo – TO. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus. CD-ROM.*
- Sachett C. R., Lafon, J. M., Kotschoubey, B. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador*, p. 264-267.
- Schobbenhaus C., Campos, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sulamericana no Brasil e suas principais concentrações. *In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Org.). Geologia do Brasil*. 1 ed. Brasília, DNPM v. 1, p. 9-53.
- Souza S.H.P. de & Moura, C.A.V. 1996. Considerações estratigráficas sobre as rochas do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém, SBG-NO. Atas*. p. 113-116.
- Sun S.S. & MacDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. *In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.), Magmatism in the ocean basins*, Special Publication 42. Geological Society London, 1, London, p. 313–345.

- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**:325-343.
- Yibas B., Reimold W.U., Anhaeusser C.R., Koeberl C. 2003. Geochemistry of the mafic rocks of the ophiolitic fold and thrust belts of southern Ethiopia: constraints on the tectonic regime during the Neoproterozoic (900–700 Ma). *Precambrian Research* **121**: 157–183.
- Zhu D. Mo X., Pan G., Zhao Z., Dong G., Shi Y., Liao Z., Wang L., Zhou C. 2008. Petrogenesis of the earliest Early Cretaceous mafic rocks from the Cona area of the eastern Tethyan Himalaya in south Tibet: Interaction between the incubating Kerguelen plume and the eastern Greater India lithosphere?. *Lithos* **100**: 147–173.

Capítulo 4

CONCLUSÕES

CAPITULO 4

CONCLUSÕES

- A Suíte Vulcânica Santa Rosa, nos locais investigados, é constituída por rochas efusivas, piroclásticas e vulcanoclásticas. Parte dos depósitos piroclásticos são classificados como ignimbritos. O estudo geocronológico U-Pb em zircão forneceu uma idade Paleoproterozóica de 2.08 Ga., interpretada como da época de cristalização da sequência vulcânica.
- Os dados isotópicos Sm-Nd em rocha total da Suíte Vulcânica Santa Rosa apresentaram idades modelo T_{DM} entre 2,11 e 2,17 Ga e valores de ϵNd (2,08 Ga) entre +2,27 e +2,89.
- Quimicamente a Suíte Vulcânica Santa Rosa possui composição dacítica a riolítica, caráter pouco peraluminoso, e características de rochas relacionadas a arco vulcânico calcialcalino maduro com influência continental.
- A amostra estudada do Granito Monte do Carmo foi classificada pela petrografia como um biotita-hornblenda monzogranito. A análise U-Pb em zircão forneceu idade de 2,04 Ga, interpretada como idade de cristalização deste corpo. A idade modelo T_{DM} obtida é de 2,13 Ga, e o valor de ϵNd (2,04) é 2,05.
- Os resultados de idade modelo T_{DM} associadas as idades de cristalização e valores de ϵNd (T) da Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo sugerem geração de magma a partir de uma fonte mantélica Paleoproterozóica, caracterizando uma acreção juvenil neste período.
- A Suíte Vulcânica Santa Rosa e o Granito do Carmo possuem o mesmo padrão de ETR e elementos traços. Este fato aliado as similaridades geocronológicas U-Pb e isotópicas Sm-Nd, corroboram a hipótese destas unidades constituírem uma associação vulcano-plutônica félsica cogenética de idade 2.08-2.04 Ga.

- A Suíte Vulcânica Santa Rosa pode ser incluída na Suíte Intrusiva Ipueiras, da qual o Granito do Carmo faz parte, e relacionada ao magmatismo gerado pelo ciclo Transamazônico que afetou a região de acordo com os estudos regionais de Gorayeb & Moura (2001) e Chaves *et al.* (2008).
- Os trabalhos de campo permitiram inferir que a Formação Monte do Carmo é uma seqüência vulcano-sedimentar bimodal estruturada em gráben de estruturação NE. As rochas vulcânicas máficas e félsicas constituem a base da seqüência, enquanto que a porção sedimentar constitui o topo.
- A porção máfica da Formação Monte do Carmo compreende, pelo menos, três fácies principais que são representadas por xistos máficos, basaltos e gabros, e rochas vulcanoclásticas. As condições metamórficas/hidrotermais, dentro do fácies xisto-verde das rochas máficas parecem estar relacionadas à deformação induzida pela zona de cisalhamento que a delimita a leste.
- As idades modelo T_{DM} dos basaltos e xistos máficos mostram fontes essencialmente Neoproterozóicas (entre 1,01 e 0,86 Ga). As idades modelo T_{DM} das rochas sedimentares e piroclásticas félsicas indicam uma mistura de fontes Paleo-Neoproterozóicas (entre 1,54 e 1,91 Ga) envolvidas na evolução destas rochas. As idades modelo T_{DM} em torno de 0,86 Ga indicam que a formação é do Neoproterozóico.
- Apesar das dificuldades encontradas na caracterização geoquímica das rochas máficas afetadas pela deformação e metamorfismo/hidrotermalismo, pode-se inferir um ambiente tectônico continental relacionado à implantação de um gráben extencional no final do ciclo colisional Brasileiro.
- Os trabalhos de campo na região de Natividade-Pindorama permitiram o reconhecimento de oito unidades litoestratigráficas recobrimo em discordância erosiva e angular o embasamento *granito-grreenstone* do Bloco Almas-Dianópolis. As principais litologias representativas desta seqüência depositada em ambiente predominantemente marinho são, da base para o topo: dolomitos; quartzitos e conglomerados intraformacionais; dolomitos e calcários; metassiltitos com lentes de dolomitos e níveis de quartzitos; quartzitos;

metassiltitos com lentes de dolomitos; quartzitos intercalados com metassiltitos; metassiltitos.

- A sucessão litoestratigráfica de rochas metassedimentares do Grupo Natividade se diferencia nitidamente da sucessão do Grupo Araí pela ausência de fácies sedimentares típicas da fase rifte, como conglomerados polimíticos, característicos de leques aluviais e rios entrelaçados. Nota-se também a ausência de intercalações de rochas vulcânicas e piroclásticas na base e na porção inferior do Grupo Natividade. Apresenta em quase todos os níveis da sucessão litoestratigráfica a ocorrência de rochas carbonáticas (dolomitos e calcários), intimamente associadas às rochas siliciclásticas, o que traduz a forte influência marinha durante a sedimentação.
- O ambiente de sedimentação caracteriza uma deposição de plataforma marinha sílico-carbonática sob substrato continental, permitindo afastar a hipótese da presença de uma fase rifte no início da formação do Grupo Natividade na região e relacionar a individualização deste grupo à fase pós-rifte de subsidência térmica, que se desenvolve na porção superior do Grupo Araí na área situada ao sul e sudoeste de Natividade

ANEXO I

Amostra (MC-48)	Concentração (2)		Obs (3)		Razão isotópica radiogênica			Coef. Correl	Pb 207 Pb 206	%	Idades		
	U (ppm)	Pb (ppm)			Pb 206 Pb 204	Pb 207 U 235	%				Pb 206 U 238	%	Pb 206 U 238
0.018	163	63.142	2497.398	6.29977	0.377	0.357225	0.377	0.9939311	0.127903	0.0415	1969	2018.4	2069.4
0.012	196.71	76.986	2686.978	6.42486	0.588	0.364694	0.425	0.72428	0.127771	0.406	2004.4	2035.7	2067.5
0.012	246.77	92.787	3154.727	6.07126	0.256	0.345729	0.251	0.979987	0.127363	0.0509	1914.2	1986.1	2061.9
0.01	153.19	61.822	1828.953	6.51998	0.473	0.371045	0.451	0.953531	0.127444	0.142	2034.3	2048.6	2063
0.013	205.46	80.08	682.934	6.12244	0.842	0.351572	0.831	0.985061	0.126302	0.145	1942.1	1993.5	2047.1
0.017	214.96	109.05	156.6427	5.52393	0.844	0.349115	0.67	0.84681	0.114757	0.451	1930.4	1904.3	1876.1
0.019	197.82	78.845	3924.519	6.46951	0.621	0.367241	0.609	0.981513	0.127767	0.119	2016.4	2041.8	2067.5
0.01	134.32	48.398	590.6884	5.40051	0.995	0.322406	0.917	0.929843	0.121487	0.366	1801.5	1884.9	1978.2

Amostra (MC-24)	Concentração (2)		Obs (3)		Razão isotópica radiogênica			Coef. Correl	Pb 207 Pb 206	%	Idades		
	U (ppm)	Pb (ppm)			Pb 206 Pb 204	Pb 207 U 235	%				Pb 206 U 238	%	Pb 206 U 238
0.016	176.49	60.558	2441.885	5.56302	0.309	0.318923	0.306	0.9907926	0.12651	0.0418	1784.5	1910.4	2050
0.016	361.8	128.34	5492.228	5.69461	0.189	0.329644	0.179	0.951036	0.12529	0.0583	1836.7	1930.6	2032.9
0.008	132.72	51.51	1564.468	6.17543	0.529	0.354971	0.504	0.948338	0.126175	0.168	1958.3	2001	2045.3
0.022	326.4	116.61	14438.4	5.89203	0.103	0.337285	0.101	0.97904	0.126697	0.021	1873.6	1960.1	2052.6
0.015	357.09	115.33	5462.142	5.29775	0.232	0.308215	0.225	0.969752	0.124662	0.0567	1731.9	1868.5	2024

ANEXO I – Tabela de dados isotópicos de U-Pb em zircões de tufo félsico da Suíte Vulcânica Santa Rosa e de hornblenda-biotita-granito do Granito do Carmo.

ANEXO II

Elemento	Suíte Vulcânica Santa Rosa						Granito do Carmo	Formação Monte do Carmo (Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas)						
	Litotipo/Amostra						Litotipo/Amostra	Litotipo/Amostra						
	Riolito/ MC-27- 2	Tufo fêlsico/ MC-28	Tufo fêlsico/ MC-29	Tufo fêlsico/ MC-30b	Riolito /MC- 32	Tufo fêlsico/ MC-40	Bt-Hbl granito/MC- 24	Gabro/ MC-08	basalto/ MC-45	basalto/ MC-46	Xistos máficos/ MC-66	Xistos máficos/ MC-67	Xistos máficos/ MC-68	Xistos máficos/ MC-70
SiO ₂	70,23	76,21	76,75	72,24	77,59	73,37	68,1	47,97	43,39	45,92	46,52	51,74	49,18	48,2
Al ₂ O ₃	13,19	10,33	11,79	14,47	11,48	13,56	15,2	13,35	14,99	15,57	14,88	18,87	18,02	10,92
Fe ₂ O ₃ (t)	6,52	4,31	3,02	2,33	1,5	2,33	3,34	12,75	12,44	11,79	13,28	8,42	10,2	11,29
MgO	0,31	0,2	0,08	0,36	0,05	0,3	1,21	8,43	5,01	3,93	6,9	4,63	7,51	11,83
CaO	0,9	0,96	0,55	0,96	0,7	1,32	2,98	10,1	7,67	6,8	10,65	8,7	5,89	12,19
Na ₂ O	4,78	3,04	3,59	3,95	2,55	3,59	3,71	1,79	2,14	3,83	2,11	3,17	3,53	1,31
K ₂ O	2,65	2,86	2,45	3,76	4,66	4,02	3,33	2,08	3,41	1,91	0,75	0,51	0,04	0,04
TiO ₂	0,51	0,27	0,24	0,31	0,2	0,28	0,43	0,93	2,66	2,77	1,05	0,48	0,52	0,9
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,02	0,06	0,01	0,06	0,14	0,27	0,58	0,84	0,46	0,2	0,19	0,08
MnO	0,07	0,06	0,02	0,03	0,02	0,05	0,06	0,2	0,15	0,13	0,22	0,14	0,15	0,17
Cr ₂ O ₃	0,01	0	0	0	0	0	0	0,03	0	0	0,02	0,01	0,01	0,12
LOI	0,6	1,5	1,4	1,4	1,1	1	1,3	2	7,4	6,4	3	3,1	4,7	2,9
TOT/C	0,1	0,18	0,1	0,06	0,15	0,03	0,01	0,02	1,19	0,9	0,08	0,04	0,12	0,01
TOT/S	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,02	0,01	<.01	0,01	0,01
Total	99,88	99,78	99,91	99,87	99,86	99,88	99,81	99,91	99,85	99,9	99,85	99,97	99,94	99,99
Ni	5	13	5	5	8	5	12	62	8	68	29	44	40	355
Sc	14	8	3	4	4	5	7	41	19	14	38	26	35	33
Ba	856,1	1591,8	712,6	936,8	958,1	992,6	1190,5	364,5	762,2	326,9	202,7	102,8	26,6	25,7
Be	2	2	3	3	2	2	2	1	1	2	<1	1	<1	<1
Co	25,6	59,7	67,4	42,9	38,3	47,1	50,5	59,7	39,9	30,8	38,2	40,6	47,6	62,1
Cs	2,1	1,5	3,6	2,8	3,4	3,5	2,7	1,2	0,8	0,8	1	0,3	0,1	0,1
Ga	20	14,9	21,7	16,9	19,5	17,8	19,1	16,2	21,3	21,6	16,1	15,7	15,8	14,3
Hf	7,4	5,2	7,4	5,3	9,1	5,6	5,2	1,7	5,6	7,9	1,7	0,9	1	1,4
Nb	12,2	8,6	12,7	9,9	11,1	10,6	7,6	1,9	41,5	52,5	2,5	0,9	1	3,3
Rb	78,4	82,5	118	118,5	164,6	123,6	122,4	57,5	65,2	45,8	19,1	11,3	0,7	0,6
Sn	3	2	3	2	3	2	2	<1	1	2	1	<1	<1	<1
Sr	106,9	166,3	61,8	210,1	75,2	215,9	496,4	699,3	441	302,8	1117,7	557,5	799,7	331,8
Ta	1	1	1,3	1,1	1,1	1,4	1	0,2	3	3,6	0,1	0,05	0,5	0,3
Th	7,2	4,9	7,3	8,8	10,3	11,5	7,7	1,2	3,6	4,4	1,6	0,8	0,7	0,2
U	2,9	2	3,1	2,6	3,7	3,7	1,8	0,3	1	1,8	0,7	0,3	0,2	0,1
V	24	11	<5	17	<5	14	46	278	116	101	254	195	216	279
W	194,2	505,7	548,3	349	374,6	400,7	439,2	87,5	40,3	41,3	43,4	87,6	60,2	36,7
Zr	226,7	183,2	264,2	160,8	290,8	188,1	180,7	58	218,1	330,6	68,9	28,2	30,4	50,1
Y	34,1	33,2	37,2	25,6	72,8	21,2	20,4	22	28	32,3	21,6	12,2	12,9	18
Mo	0,5	0,1	<.1	<.1	<.1	2,4	0,2	0,1	1,9	0,7	0,4	0,2	<.1	<.1
Cu	6,2	10,7	5,5	0,5	8,5	2,3	1,7	41,6	26,4	30,2	119,1	85,2	142,4	100,4
Pb	9,5	5,4	2,9	2,1	8,1	7,4	7,4	0,6	1,4	0,8	0,6	0,4	0,4	0,2

Zn	72	88	5	6	49	7	30	48	101	83	57	49	62	27
Ni	1,7	1	0,3	0,2	0,2	0,2	3,6	22,8	11,6	44,9	23,5	31,3	35,8	136,2
As	2,4	<.5	<.5	0,8	<.5	1,6	0,5	0,7	0,8	0,7	25,9	2,3	0,5	<.5
Cd	0,1	0,3	<.1	<.1	0,2	<.1	<.1	<.1	0,1	0,1	<.1	<.1	<.1	<.1
Sb	0,1	<.1	0,1	0,1	0,2	0,2	<.1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
Bi	<.1	0,1	0,1	<.1	0,1	0,1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Ag	<.1	<.1	0,1	<.1	0,1	0,1	<.1	<.1	0,1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Au	1,2	<.5	1,4	0,9	1,7	<.5	0,7	<.5	0,7	0,9	<.5	<.5	<.5	1,1
Hg	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02	<.01	0,04	<.01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<.01
Tl	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
La	34	44,7	45,7	35,4	42,5	53,4	47,4	11	31,9	59,6	11,5	8,9	10,4	4,3
Ce	71,1	71,4	95,9	70,3	103,9	105,1	98,3	27,5	76,2	127,8	29,1	20,2	24,5	10,2
Pr	8,53	9,33	10,31	7,07	10,59	10,14	10,35	3,6	8,65	14,01	3,96	2,8	3,25	1,67
Nd	31,7	35,4	38,7	23,4	42,8	34,3	35,3	16,9	35,1	55	16,6	10,4	12,7	8,1
Sm	6,9	6,7	7,7	4,3	9,2	5,6	6,3	4,2	7,4	10,3	4,1	2	2,3	2,3
Eu	1,83	1,8	1,69	0,99	1,33	1,04	1,33	1,23	2,96	2,84	1,31	0,78	0,93	0,95
Gd	6,27	5,62	6,43	3,55	9,44	4,07	4,4	4,51	6,36	8,19	3,77	2	2,15	2,76
Tb	1,04	0,9	1,05	0,6	1,78	0,68	0,7	0,7	0,97	1,21	0,61	0,32	0,38	0,45
Dy	5,53	4,7	5,96	3,32	10,55	3,35	3,36	3,78	5,31	6,3	3,65	2,01	1,97	2,65
Ho	1,16	0,98	1,25	0,73	2,38	0,7	0,64	0,77	0,93	1,13	0,76	0,41	0,44	0,58
Er	3,38	2,82	3,71	2,08	7,42	2,11	1,91	2,15	2,64	2,95	2,09	1,41	1,41	1,73
Tm	0,51	0,4	0,55	0,34	1,14	0,34	0,3	0,29	0,36	0,44	0,34	0,19	0,2	0,24
Yb	3,42	2,59	3,55	2,16	7,26	2,23	1,8	1,98	2,46	2,37	1,85	1,19	1,14	1,44
Lu	0,51	0,38	0,58	0,34	1,07	0,34	0,26	0,31	0,38	0,36	0,28	0,2	0,17	0,22
(La/Lu)N	7,145	12,607	8,444	11,159	4,256	16,833	19,538	3,8	8,98	17,75	4,4	4,77	6,56	2,09
Eu/Eu*	0,85	0,896	0,734	0,774	0,436	0,666	0,772	-	1,31	-	-	-	-	-

Tabela geoquímica completa das rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo (elementos maiores em % em peso, traços em ppm).