



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia
Tese de Doutorado

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DA FAIXA
SERGIPANA, PROVÍNCIA BORBOREMA,
ESTADO DE ALAGOAS, NE DO BRASIL**

TESE DE DOUTORADO Nº 143

Haroldo Monteiro Lima

Orientador: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

BRASÍLIA-DF, 08 de maio de 2018



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia
Tese de Doutorado

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DA FAIXA
SERGIPANA, PROVÍNCIA BORBOREMA,
ESTADO DE ALAGOAS, NE DO BRASIL**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia (Área de concentração: Geologia Regional), do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB) para obtenção do título de Doutor em Geologia.

BRASÍLIA-DF, 08 de maio de 2018

*“Great things are not done by impulse, but by a series of small things brought together.
And great things are not something accidental, but must certainly be willed”.*

Vicent Van Gogh

Dedico esta tese a minha família, amigos, em especial a minha mãe Vera Lúcia Monteiro dos Santos por ter me inspirado a continuar e nunca desistir dos sonhos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao senhor Jesus Cristo pela minha vida e incontáveis vitórias diante de circunstâncias e dificuldades que pareciam impossíveis. As dificuldades durante o trajeto ensinaram a ter esperança e paciência. A minha família, especialmente meus irmãos Alysson Santos, Pryscyla Santos e Emily Carolina, e minha graciosa mãe Vera Lúcia Monteiro dos Santos, por me apoiar durante a travessia do caminho tortuoso que enfrentei durante o tempo de elaboração desta tese.

Deixo minha gratidão especial ao estimado amigo Lauro Cezar Montefalco de Lira Santos pela ajuda neste trabalho. O Professor Lauro foi fundamental nas discussões dos artigos e viagens de campo contribuindo com a elaboração deste trabalho.

Agradeço ao Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel por ter me orientado, disponibilizado seu tempo para enriquecer o trabalho com sugestões e conhecimento. Ao Prof. Dr. Reinhardt Fuck pelo apoio e incentivo durante a elaboração deste trabalho.

Não poderia deixar de ressaltar o Prof. Dr. Elton Luiz Dantas pelos conselhos e ensinamentos no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Aos demais professores de Geologia da Universidade de Brasília que contribuíram com ensinamentos e experiências. Ao mentor, Prof. Dr. Edilton José dos Santos, pelo companheirismo, ensinamentos e inspiração na vida acadêmica. Aos técnicos e funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pelo carisma e apoio sempre que precisei. A Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira da UFPE pelo apoio e incentivo.

A Davi Saldanha e família pela hospedagem e convívio durante alguns tempos em Brasília. Agradeço aos amigos da pós-graduação que contribuíram com conselhos e incentivos para o desenvolvimento deste trabalho: Salomão Calegari, Solon Mendes, Diego Timóteo e Luiz Passos. Ao Geólogo Vanildo Mendes da CPRM-Sureg-Recife pela colaboração científica. Deixo o agradecimento especial a banca examinadora.

E por fim, agradeço ao CNPQ-Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo auxílio financeiro por meio da bolsa de doutorado e taxa de bancada sem a qual não teria conseguido concluir este trabalho e ao programa de Pós-Graduação em Geologia da UnB.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação e justificativa	1
1.2. Objetivos	3
1.3. Localização e acesso a área de pesquisa	4
1.4. Métodos	5
1.5. Estrutura da tese	6
1.6. Referências	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
2.1. Compartimentação tectônica da Província Borborema	12
2.2. Subprovíncia Meridional	16
2.2.1. Domínio Pernambuco-Alagoas	17
2.2.2. Faixa Riacho do Pontal	18
2.2.3. Faixa Sergipana	19
2.2.4. Faixa Rio Preto	27
2.3. Referências	28
3. ARTIGO CIENTÍFICO 1:	38
ANÁLISE TECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DA FAIXA SERGIPANA, PROVÍNCIA BORBOREMA: DUPLA VERGÊNCIA EM RESPOSTA A COLISÃO OBLÍQUA ENTRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E O TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS	38
RESUMO	38
ABSTRACT	39
3.1. Introdução	40
3.2. Contexto geológico da porção nordeste da Faixa Sergipana	41
3.3. Materiais e Métodos	44
3.4. Evolução Tectônica	44

3.6. Conclusões	54
3.7. Agradecimentos	55
3.8. Referências	56
4. ARTIGO CIENTÍFICO 2:	61
GEOCHRONOLOGICAL AND PETROLOGICAL INVESTIGATION OF THE METAVOLCANOSEDIMENTARY ARATICUM COMPLEX, SERGIPANO FOLD BELT: IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL	61
ABSTRACT	61
4.1. Introduction	62
4.2. Geological Setting	63
4.3. Geology	66
4.4. Analytical procedures	71
4.5. Results	72
4.5.1. Lithochemochemistry	72
4.5.1.1. <i>Metasedimentary rocks</i>	72
4.5.1.2. <i>Amphibolites</i>	73
4.6. Detrital Zircon U-Pb geochronology	77
4.7. Nd Isotopic composition	78
4.8. Discussion	79
4.8.1 Geochemistry and source area weathering	79
4.8.2 Detrital zircon U-Pb	80
4.8.3 Nd isotopes and depositional setting	82
4.8.4 Tectonic Implications	83
4.9. Conclusion	87
4.10. Acknowledgments	88
4.11. References	102
5. ARTIGO CIENTÍFICO 3:	110
ISOTOPE AND GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS OF METAVOLCANOSEDIMENTARY ROCKS OF THE JIRAU DO PONCIANO DOME: A STRUCTURAL WINDOW OF A PALEOPROTEROZOIC CONTINENTAL	

ARC ROOT WITHIN THE SOUTHERN BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL	110
ABSTRACT	110
5.1. Introduction	111
5.2. Geological setting	112
5.3. Geology	115
3.1. Petrography	116
3.1.1. Metasedimentary rocks	116
3.1.4. Metavolcanic rocks	116
5.4. Analytical procedures	121
5.4.1. Whole-rock geochemistry	121
5.4.2. Zircon U-Pb Geochronology	121
5.4.3. Nd-Sr Isotopic composition	122
5.5. Results	122
5.5.1. Whole-rock geochemistry of metavolcanic rocks	122
5.5.2. Zircon U-Pb geochronology	126
5.5.2.1. <i>Basaltic-andesite and andesite</i>	126
5.5.2.2. <i>Metarhyolite and metarhyodacites</i>	128
5.5.2.3. <i>Detrital zircon U-Pb geochronology</i>	130
5.5.3. Nd and Sr isotopic ratios	131
5.6. Discussion	132
5.7. Conclusions	132
5.8. Acknowledgments	136
5.9. References	154

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 Localização geográfica da área de estudo e principais vias de acesso a partir de Maceió, capital de Alagoas, Brasil. 5
- Figura 2.1 Contexto dinâmico do Gondwana Ocidental na fase pré-drift exibindo as Faixas móveis bordejando os Crátons (Modificado de Cawood, 2005; Gray et al.,2007). CA-Cráton Amazônico; RP-Cráton Rio de La Plata; CSF-Cráton São Francisco; CAO-Cráton do Oeste-Africano; CC-Cráton do Congo; CK-Cráton Kalahari; MCS-Meta Cráton do Saara. 13
- Figura 2.2 Arcabouço simplificado da Província Borborema (Compilado de Brito Neves, 1975). 14
- Figura 2.3 Mapa esquemático da Província Borborema, exibindo as principais subprovíncias (modificado e acrescido das informações de Van Schmus et al., 2011; Santos et al., 2014 e Brito Neves et al.,2016). SMC-Subprovíncia Médio Coreau; SCC-Subprovíncia Ceará Central; SRN-Subprovíncia Rio Grande do Norte; STR-Subprovíncia Transversal e SME-Subprovíncia Meridional. 15
- Figura 2.4 Mapa simplificado da Subprovíncia Meridional da Província Borborema com a localização aproximada da área de estudo na porção nordeste da Faixa Sergipana (modificado de Santos et al.,2010). 16
- Figura 2.5 Mapa da correlação do Nordeste do Brasil com a África Ocidental mostrando a configuração geológica do final do Gondwana Ocidental e destacando a continuidade da Faixa Sergipana (NE do Brasil) com a Faixa Yaoundé (Camarões-África), (acrescido das informações de Trompette,1994; Toteu et al.,2001 e Oliveira et al., 2006). 21
- Figura 2.6 Mapa simplificado da Faixa Sergipana com cinco Domínios litotectônicos separados por extensas zonas de cisalhamento transpressionais. O Domínio Poço Redondo-Marancó subdivide-se em duas unidades: Unidade Marancó e unidade Poço Redondo. Principais *inliers* de embasamento: JPD-Domo Jirau do Ponciano; SD-Domo Simão Dias e ID- Domo Itabaiana (adaptado de D'el-Rey Silva, 1999 e acrescido das informações de Oliveira et.al., 2015). 23
- Figura 3.1 Província Borborema exibindo principais subprovíncias com destaque para a área de estudo na Subprovíncia Meridional. (b) Subprovíncia Meridional com localização da área de estudo entre o Terreno Pernambuco-Alagoas e Faixa Sergipana (Modificado de Van Schmus et al., 2011). 43
- Figura 3.2 Imagem SRTM e b) mapa aeromagnético de campo total exibindo principais lineamentos estruturais com destaque para os lineamentos Jacaré dos Homens e Palmeira dos Índios. c) Lineamentos estruturais extraídos de fotografia aérea, mapa aeromagnético e imagem SRTM com localização dos domínios estruturais. 45

- Figura 3.3 Mapa geológico e da compartimentação estrutural da área de estudo e perfil geológico. Figura a) porfiroclasto tipo σ com movimento sinistral da ZCJH. b) *Boudins* assimétricos exibindo cinemática dextral na ZCPI. Este mapa é a integração da imagem SRTM, LANDSAT 8 ETM+ e o mapa geológico da Folha SC.24-X-D Arapiraca-CPRM (Mendes et al.,2009). 46
- Figura 3.4 Feições de campo e petrográficas. a) Foliação metamórfica impressa em ortogneisse do embasamento Jirau do Ponciano. b) muscovita-biotita xisto da ZCJH com baixo ângulo exibindo *boudin* assimétrico. c) Muscovita-biotita xisto do complexo Araticum evidenciando tectônica contracional. d) Dobra recumbente com fechamento a esquerda SE em paragneisse do Complexo Arapiraca na ZCPI. e) Dobra aberta variando a recumbente a direita em paragneisse do complexo Arapiraca e transporte tectônico para NE. f) Zona de cisalhamento de alto ângulo em metamargas do Complexo Araticum. 49
- Figure 4.1 Schematic geological map displaying the main tectonic units of the Borborema Province (modified from Brito Neves et al., 2000). b) General geologic context of the Sergipano Belt, with the study area highlighted by the blue open rectangle (modified from D'el-Rey Silva, 1999 and Oliveira et al., 2006). 65
- Figure 4.2 Simplified geological map of the study area, emphasizing the Araticum metavolcanic-sedimentary Complex and location of two samples collected for U-Pb geochronology in detrital zircon. 68
- Figure 4.3 Field features of the Araticum Complex. a) garnet-biotite gneiss quartzofeldspar with 35 ° low angle foliation exhibiting tangential tectonics with dip to NW. b) biotite paragneisse with quartz-feldspar folded layers in the transpressional Jacaré dos Homens shear zone c) sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist with high angle foliation 65°/NW. d) Marble lens concordant to the structure of the garnet-muscovite-biotite schists and biotite paragneiss of the Araticum Complex. e) Diopside-bearing calc-silicate rock lens. f) Lens of banded amphibolite (mafic metavolcanic rock) concordant with the metasedimentary rocks of the Araticum Complex. AC-Sample 69

- Figure 4.4 Mineralogical and textural aspects of metavolcanic-sedimentary rocks of the Araticum Complex: a) Zircon grains included in biotite lamellae in micaschist. b) Lepidogranoblastic texture with sillimanite (fibrolite) generated from biotite in a quartz-feldspar matrix of the garnet-biotite paragneiss. c) Porphyroclast of fractured garnet surrounded by lamellae of biotite in paragneiss. d) Garnet grains included in biotite in metagraywacke. e) Nematogranoblastic texture and anhedral epidote crystals associated with hornblende in amphibolite. f) Plagioclase and titanite crystals on the hornblende border in ortho-derived amphibolite. Qz-quartz, Bt-biotite, Pl-plagioclase, Zrn-zircon, Fi (Sil)-fibrolite (sillimanite), Grt-garnet, Hbl-hornblende, Ep-epidote, Ttn-titanite. AC-Sample 70
- Figure 4.5 Discriminant diagrams of tectonic environment (REE and multielement for sedimentary rocks of the Araticum Complex). b) Diagram of Bathia, 1983. c, d) Diagram of Roser and Korsch, 1986. e) NASC-normalized REE diagram (North American Shale Composite, Haskin et al., 1966), UCC data from Rudnick and Gao, 2003. f) UCC-normalized multielement diagram, data from Taylor and McLennan 1985. Abbreviations: OIA-oceanic island arc. CIA- continental island arc. ACM-active continental margins. PM-passive margins. A1-detritic sediments of andesitic and basaltic rocks deposited in oceanic island arcs. A2 - detritic sediments of felsic plutonic rocks deposited in oceanic island arcs. P1-provenance of mafic igneous rocks. P2-origin of intermediate igneous rocks. P3-origin of felsic igneous rocks. P4-provenance of quartz-rich sedimentary rocks. 75
- Figure 4.6 Classification diagrams of volcanic rocks and tectonic environment for amphibolites of the Araticum Complex. a) Diagram of Winchester and Floyd (1977). b) Diagram of Hastie et al. (2007). c) Diagram of Shervais (1982). d) Diagram of Mullen (1983). e) Diagram of Jenson (1976) modified by Rickwood (1989). f) Diagram of Cabanis and Lecolle (1989). Abbreviations: A-B-alkaline basalt. TrAN-trachandesite; H-K and SHO-High-K calc-alkaline and shoshonitic. CA-calc-alkaline. IAT- island arc tholeiite. CAB- calc-alkaline basalt. MORB - mid ocean ridge basalt. BAAB- back-arc basin basalts. CAB- calc-alkaline basalt. OIT - oceanic island tholeiitic basalt. Th + CA - tholeiitic and calc-alkaline basalt; VAT-volcanic arc tholeiitic basalt. 76
- Figure 4.7 Primitive mantle-normalized multi-element (spider) diagram for amphibolites of the Araticum Complex (Sun and McDonough, 1989 and b) Chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) for amphibolites of the Araticum Complex. OIB-oceanic island basalts and IAB- island arc basalts; values are from Sun and McDonough (1989) and Dorendorf et al. (2000). 77
- Figure 4.8 Concordia diagram and histogram for U-Pb (LA-ICP-MS) ages of detrital zircon grains extracted from sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist (AC05) and garnet-biotite paragneiss (AC15) of the Araticum Complex and their respective CL images. 78

- Figure 4.9 Distribution of T_{DM} model ages for metasedimentary rocks of ATC-Araticum Complex compared to possible source areas of the Sergipano Fold Belt (SFB). PEAL- Pernambuco-Alagoas Domain and SFC- São Francisco Craton data from (Oliveira et al., 2010, 2015; Silva Filho et al., 2014, Caxito et al., 2013). 85
- Figure 4.10 Schematic picture illustrating the tectonic evolution of the northern portion of the Sergipano Belt with formation of the Araticum Complex derived from erosion of island arcs followed by the formation of continental arc around 0.6-0.5Ga, adjacent to the Pernambuco-Alagoas Domain. 86
- Figure 5.1 a) Schematic map of Borborema Province showing the three sub-provinces with emphasis on the Sergipano fold belt (modified from Brito Neves et al., 2000). b) Map of the Sergipano fold belt showing the main Paleoproterozoic gneiss domes (modified from Santos et al., 1998 and D'el-Rey Silva, 1999). 114
- Figure 5.2 Simplified geological map of the Jirau do Ponciano Dome displaying the Nicolau-Campo Grande Complex and location of zircon U-Pb Geochronology samples. 118
- Figure 5.3 Field features of the Nicolau-Campo Grande metavolcano-sedimentary complex: a) Banded hornblende-biotite paragneiss and deformed intensely in high-angle tectonics with southern dip b) Folded hornblende-biotite paragneiss with incipient migmatization in low-angle shear zone. c) Biotite-chlorite schist deformed in strike-slip shear zone. d) Biotitite. e) Metarhyodacite showing low-angle foliation dipping 35° to the south. f) Amphibolite lens interleaved in biotite schists. 119
- Figure 5.4 Mineralogical features and textures of metavolcanic and metasedimentary rocks: a) Biotite-chlorite schist showing plagioclase and chlorite crystals. b) Biotitite with ductile deformation of biotite and some opaque minerals. c) Metarhyolite with inequigranular, granoblastic texture and dominant plagioclase and quartz. d) Metarhyolite exhibiting subhedral to euhedral biotite in quartz-feldspar matrix. e) Amphibolite texture with venules of biotitization cutting hornblende and plagioclase. f) Banded amphibolite with alteration of hornblende to biotite. Qz-quartz, Bt-biotite, Pl-plagioclase, Hbl-hornblende, Chl-chlorite, Phl-phlogopite. 120
- Figure 5.5 Classification diagrams and tectonic environment for metavolcanic rocks a) Pearce (1982). b) Peccerillo e Taylor (1976). c) R1-R2 diagram of De La Roche *et al.* (1980) for cationic rate, where $R1 = 4Si-11(Na+K)-2-(Fe+Ti)$ and $R2 = 6Ca+2Mg+Al$. d) Winchester and Floyd (1977). e) Irvine and Baragar (1971). f) Jensen (1976). g) Pearce and Cann (1973). h) Wood (1980). 125
- Figure 5.6 a) Spider-diagram and b) REE diagram for metavolcanic rocks of Nicolau-Campo Grande Complex normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995). 126

Figure 5.7	BSE images of zircon grains from amphibolite and metarhyolite and-rhyodacites samples. a, b) NCG 07 and NCG 10 are zircon grains of amphibolites that were analyzed using laser spots with their respectively $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages indicated by red circles. c, d) NCG 16 and NCG 28 are zircon grains of metarhyolites and metarhyodacites that were analyzed using laser spots and their respectively $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages indicated by blue circles.	127
Figure 5.8	Concordia diagram for LA-ICP-MS from amphibolite (basaltic-andesite) samples of Nicolau-Campo Grande Complex. Samples a,b) NCG 07 and c,d) NCG 10. The a,b and c diagrams corresponded to Archean zircons interpreted as inherited cores while the d) diagram corresponded to Paleoproterozoic zircons (2054Ma) interpreted as crystallization age of the amphibolites.	128
Figure 5.9	Concordia diagram for LA-ICP-MS from metarhyolite and metarhyodacites samples of Nicolau-Campo Grande Complex. a) samples NCG16 and b) NCG28	129
Figure 5.10	a) Concordia diagram for U-Pb (LA-ICP-MS) on detrital zircon grains from hornblende-biotite paragneiss NCG 35 and their respective images by BSE with laser spots indicated by white circle and b) Histogram.	131
Figure 5.11	Nd isotope evolution diagram for the metavolcanic and metasedimentary rocks of Nicolau-Campo Grande Complex.	132

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Evolução estrutural da Faixa Sergipana sintetizada em 4 fases de deformação (D), segundo a maioria dos autores. As melhores exposições das estruturas encontram-se nos Domínios Vaza-Barris e Macururé, além dos embasamentos Itabaiana e Simão Dias. Nesta tabela são resumidos os principais episódios de deformação na Faixa Sergipana relacionados à Orogenia Brasiliana (Oliveira et.,2006,2010,2015; D’el-Rey Silva, 1992,1999).	24
Tabela 3.1	Síntese da evolução estrutural da porção NNE do Domínio Macururé, Faixa Sergipana.	51
Table 4.1	Major element (wt.%) concentrations of Araticum Complex. n.d.- not detected.	89
Table 4.2	Trace element (ppm) concentrations of Araticum Complex. n.d.- not detected.	90
Table 4.3	Sm-Nd isotopic data from Araticum Complex rocks.	93

Table 4.4	U–Pb detrital zircon ages extracted from sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist of the Araticum Complex.	97
Table 4.5	U–Pb detrital zircon ages extracted from garnet-biotite paragneiss of the Araticum Complex	99
Table 5.1	Composition of major elements (wt %) in intermediate to acidic metavolcanic rocks and amphibolites from Nicolau-Campo Grande Complex (NCGC).	137
Table 5.2	Composition of trace and rare earths elements (ppm) of metavolcanic rocks from Nicolau-Campo Grande Complex (NCGC). N.d.-No detected. * REE normalized for the primitive mantle of McDonough e Sun (1995).	138
Table 5.3	Zircon U-Pb of NCG 07 (amphibolite sample) from LA-ICP-MS.	141
Table 5.4	Zircon U-Pb of NCG10 (amphibolite sample) from LA-ICP-MS.	143
Table 5.5	Zircon U-Pb of sample NCG16 (Metarhyolite and metarhyodacites sample) from LA-ICP-MS.	145
Table 5.6	Zircon U-Pb of NCG28 (Metarhyolite and metarhyodacites sample) from LA-ICP-MS.	147
Table 5.7	Detrital zircon U-Pb of NCG35 (hornblende-biotite paragneiss sample) from LA-ICP-MS.	149
Table 5.8	Nd and Sr isotopic data from metavolcanic-sedimentary rocks of Nicolau-Campo Grande Complex.	152

RESUMO

A Província Borborema, NE do Brasil, é um mosaico de faixas orogênicas consolidadas no ciclo Brasileiro Neoproterozoico-Cambriano (800-500Ma). Esta entidade compreende importante segmento crustal do Gondwana Ocidental e caracteriza-se por embasamento Arqueano-Paleoproterozoico recoberto por rochas supracrustais agrupadas em faixas móveis e intensa granitogênese Neoproterozoica associada a lineamentos estruturais. Ao sul da Província Borborema, localiza-se a Faixa Sergipana com continuidade na contraparte Africana pela Faixa Oubanguinde, e interpretada como orógeno colisional entre o Cráton do São Francisco e fragmentos crustais menores reunidos no Domínio Pernambuco-Alagoas. A Faixa Sergipana é constituída pelos Domínios Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó-Poço Redondo e Canindé. O estudo das rochas supracrustais da Faixa Sergipana é importante para compreender os processos de deformação e metamorfismo que levaram a amalgamação da Província Borborema no contexto geodinâmico do Gondwana Ocidental. Na porção nordeste da Faixa, no Domínio Macururé, destacam-se os Complexos Araticum, Arapiraca e Nicolau-Campo Grande, os quais são limitadas por várias zonas de cisalhamento com componente transcorrente e transpressional. Análises litoestruturais nessa área revelou compartimentação estrutural dinâmica marcada por quatro eventos de deformação: D_n , D_1 , D_2 e D_3 . Os três primeiros eventos de deformação (D_n , D_1 e D_3) apresentam proeminente caráter dúctil marcado por zonas de cisalhamentos transcorrentes e transpressionais imbricadas e, o último rúptil (D_4), manifestado por fraturas de extensão e falhas conjugadas. A arquitetura estrutural mais expressiva dessa região é a presença de estrutura de dupla vergência assinalada por empurrões e retro-empurrões representados pelas zonas de cisalhamento de Jacaré dos Homens e Palmeira dos Índios. Estudo de proveniência no Complexo metavulcanossedimentar Araticum utilizando dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos indicaram que esta sequência apresenta sedimentos derivado de antigos arcos de ilhas exumados e carbonatos de margem passiva envolvidos na colisão oblíqua entre o Cráton do São Francisco e Domínio Pernambuco-Alagoas. Dados isotópicos ϵNd em rochas metavulcânicas e metassedimentares indicam valores positivos sugerindo fonte juvenil como arcos de ilhas. A idade máxima de deposição é de 597Ma e compatível com a idade do magmatismo granítico da região representado pelos plutons do Batólito Águas Belas-Canindé em torno de 600Ma. Dados de U-Pb em zircão detrítico a partir de rochas metassedimentares indicam proveniência de fontes Neoproterozoicas (642Ma) e Meso-Neoproterozoicas (1047Ma) sugeridas como herança isotópica da orogênese Cariris-Velhos. A integração desses dados sugere um cenário tectônico de arcos de ilhas que foram exumados e

erodidos durante o final da orogenia Brasileira Neoproterozoica-Cambriana com continuidade litotectônica na África Ocidental. O Complexo Nicolau-Campo Grande representa a porção metavulcanossedimentar do Domo plutônico-metamórfico Jirau do Ponciano. Essa janela de embasamento apresenta forma de anticlinal invertida e bordejada por rochas metassedimentares do Grupo Macururé. O Domo é constituído por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos recobertos por rochas metavulcanossedimentares do Complexo Nicolau-Campo Grande. A relação genética entre este e outros domos da Faixa Sergipana como Simão Dias e Itabaiana e rochas supracrustais encaixantes é pouco conhecida. Dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos de rochas metavulcânicas deste Complexo e análise de proveniência a partir de rocha metassedimentar nos permite compreender a relação litoestrutural e caracterizar a área-fonte, idade e ambiente tectônico. Estes dados sugerem que o Complexo Nicolau-Campo Grande corresponde a porção metavulcanossedimentar do Domo Jirau do Ponciano. O modelo tectônico proposto para este Domo é um arco magmático gerado a partir da anatexia crustal no Paleoproterozoico com herança isotópica de crosta Arqueana e que atuou como área-fonte para a paleobacia Nicolau-Campo Grande com idade máxima de deposição em 2028Ma.

Palavras chave: Geocronologia U-Pb em zircão, Geoquímica em rocha total e isotópica, orogenia Cariris Velhos, Faixa Sergipana, Província Borborema Sul.

ABSTRACT

The Borborema Province, NE Brazil, is a mosaic of consolidated orogenic belt in the Brasiliano Neoproterozoic-Cambrian cycle (800-500Ma). This entity comprises an important crustal segment of assembly Western Gondwana and characterized by Archean-Paleoproterozoic basement covered by supracrustal rocks grouped in mobile belts and intense Neoproterozoic granitogenesis associated with structural lineaments. To the south of Borborema Province is located in the Sergipano Fold Belt with continuity in the African counterpart known as Oubanguinde Belt and interpreted as oblique collision

orogen between the São Francisco Craton and smaller crustal fragments reunited in Pernambuco-Alagoas Domain. The Sergipano Fold Belt consisting of the Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó-Poço Redondo and Canindé Domains. The study of the supracrustal rocks of the Sergipano Fold Belt is important to understand the processes of deformation and metamorphism that led to the amalgamation of the Borborema Province in the geodynamic context of Western Gondwana. In the northeast portion of the Fold Belt, in the Macururé Domain, the Araticum, Arapiraca and Nicolau-Campo Grande Complexes are highlighted, which are limited by several shear zones with strike-slip and transpressional components. Micro to macroscopic litho-structural analysis in this area revealed dynamic structural subdivision marked by four deformation events: D_n , D_1 , D_2 and D_3 . The first three events of deformation (D_n , D_1 and D_3) present a prominent ductile character marked by strike-slip and imbricated transpressional shear zones, and the last brittle (D_4), manifested by extension fractures and conjugated faults. The most expressive structural architecture of this region is the presence of double-vergence structure signaled by thrust and backthrust represented by Jacaré dos Homens and Palmeira dos Índios shear zones. Study of provenance in metavolcanic-sedimentary rocks of Araticum complex using geochemical, geochronological and isotopic data indicates that this sequence contains sediments derived from old island arcs exhumed and carbonates of passive margin associated in oblique collision between the São Francisco Craton and Pernambuco-Alagoas Domain. Isotopic data ϵNd in metavolcanic and metasedimentary rocks indicate positive values suggesting juvenile source as island arcs. The maximum age of deposition is 597 Ma and compatible with the magmatogenesis of the region represented by the plutons of the Águas Belas-Canindé Batholith around 600Ma. Detrital zircon U-Pb data from metasedimentary rocks indicate the origin Neoproterozoic (642Ma) and Meso-Neoproterozoic (1047Ma) indicating sediments provenance from the Cariris-Velhos orogenesis. The integration of these data suggests a tectonic scenario of island arcs that were exhumed and eroded during the end of the Brasiliano Neoproterozoic-Cambrian orogeny with litotectonic continuity in Western Africa. The Nicolau-Campo Grande Complex represents the metavolcano-sedimentary portion of the plutonic-metamorphic Dome Jirau do Ponciano. This basement window presents an inverted anticline shape and surrounded by the metasedimentary rocks of the Macururé Group. The Dome structural formation is by tonalitic to

granodioritic orthogneiss covered by metavolcanic-sedimentary rocks of Nicolau-Campo Grande Complex. The genetic relation between this and other domes of the Sergipano Fold Belt as Simão Dias and Itabaiana and supracrustal host rocks is little known. The geochemical, geochronological and isotopic data of metavolcanic rocks of this Complex and analysis of provenance from metasedimentary rock allows us to understand the lithostructural relationship and to characterize the source-area, age and tectonic environment. The data suggest that the Nicolau-Campo Grande Complex corresponds to the metavolcanic-sedimentary portion of the Jirau do Ponciano Dome. The proposed tectonic model for this dome is a magmatic arc from the crustal fusion in the Paleoproterozoic with isotopic inheritance of Archean crust and that behave as source-area for the Nicolau-Campo Grande paleobasin with maximum age of deposition in 2028Ma.

Key-words: U-Pb zircon Geochronology, whole-rock geochemistry and isotopic, Cariris Velhos orogeny, Sergipano Fold Belt, Southern Borborema Province.

1-INTRODUÇÃO

1.1-Apresentação e justificativa

A combinação de técnicas isotópicas e geocronologia U-Pb em estudos de evolução crustal é imprescindível, pois fornece diferentes perspectivas da evolução geotectônica ao longo do tempo. Fracionamento isotópico de Sm-Nd durante episódios de fusão mantélica para formar a crosta continental fornece por meio de idade modelo (T_{DM}) a média ponderada do tempo de residência crustal das rochas na área fonte e eventos de diferenciação mantélica (McCulloch e Wasserburg, 1978; Miller et al., 1986; McLennan e Hemming, 1992). Análise de proveniência sedimentar por meio de zircão detrítico é necessário para reconstrução da história geológica de bacias sedimentares antigas e modernas e identificação de áreas fontes adjacentes. O sistema isotópico U-Th-Pb é utilizado para reconhecimento de eventos tectonotermais e caracterização de área fonte de sedimentos a partir da idade de cristais de zircão detrítico utilizando procedimentos analíticos e estatísticos (Morton et al., 1996). Para reconstrução de um modelo geotectônico plausível no Gondwana Ocidental é importante entender a evolução tectônica das faixas móveis que abrangem a Província Borborema. A evolução tectônica da região nordeste da Faixa Sergipana é pouco compreendida (D'el-Rey Silva, 1992, 1995, 1999) e seu limite com o Domínio Pernambuco-Alagoas não está bem definido. Estudos de proveniência nessa região é escasso e restringem-se aos trabalhos regionais de (Oliveira, 2008 e Oliveira et al., 2010, 2015). No nordeste da Faixa Sergipana, destacam-se os Complexos metavulcanossedimentares Araticum, Arapiraca e Nicolau-Campo Grande. O estudo desses Complexos usando isótopos de Sr e Nd em rocha total e geocronologia U-Pb em zircão a partir de rochas metassedimentares e metavulcânicas é importante para o modelamento litotectônica da Faixa Sergipana e entendimento de sua evolução crustal no Subdomínio Meridional da Província Borborema.

No contexto de domínios litotectônicos da Faixa Sergipana, o Complexo Araticum (CA), insere-se no Domínio Macururé (Oliveira et al., 2006, 2010; 2015), porém, sua localização tectônica é motivo de divergências entre vários autores (Amorim, 1995; D'el-Rey Silva, 1992; 1995, 1999; Silva Filho e Torres, 2002; Brito et al., 2007, 2009;

Mendes et al.,2009; Brito e Mendes ,2011; Mendes et al.,2011; Lima et al.,2014) devido à carência de detalhamento tectonoestratigráficos, geocronológico, isotópico e proveniência da região. D'el-Rey Silva (1992,1999) baseado em trabalhos litoestruturais na região central e sul da Faixa Sergipana considerou o Complexo Araticum parte do Domínio Sul-Alagoas, região nordeste da Faixa Sergipana.

Silva Filho e Torres, (2002) por meio de estudos estratigráficos inserem o Complexo Araticum no Domínio Rio Coruripe da Faixa Sergipana. Segundo Oliveira et al. (2010), o Domínio Rio Coruripe é um prolongamento a norte do Domínio Macururé e não outro domínio tectônico distinto. Fundamentados em dados cartográficos, geoquímicos e geofísicos Brito et al. (2007, 2009) e Brito e Mendes (2011) o consideraram como parte do Domínio Canindé. Sob outra perspectiva, Oliveira, (2008) e Oliveira et al. (2010, 2015) abalizados em dados isotópicos de Sm-Nd de abrangência regional e geocronologia U-Pb em zircão detrítico inferem a região do CA no Domínio Macururé (Figura 2.6).

O Complexo Araticum (CA) apresenta, em mapa, geometria sinuosa e limita-se a norte, pela zona de cisalhamento transpressional de Jacaré dos Homens com as intrusões graníticas do Domínio/Terreno Pernambuco-Alagoas, e a sul, pela zona de cisalhamento transpressional de Belo Monte-Jeremoabo com as rochas metassedimentares do Grupo Macururé (Brito et al., 2007, 2009; Brito e Mendes, 2011, Figura 4.2). As zonas de cisalhamento transpressionais são paralelas e apresentam vergência predominante para SSE colocando o Complexo Araticum sobre o Grupo Macururé (Mendes et al.,2009). As intrusões graníticas do Domínio Pernambuco-Alagoas que limitam a norte o Complexo Araticum foram sintetizadas no chamado Batólito Águas Belas-Canindé, que constitui arco magmático Ediacarano-Cambriano de 600-500Ma (Silva Filho et al, 1996,1997, 2000; 2002; 2006; 2008; 2010; 2014; 2016).

A caracterização tectônica e de proveniência do Complexo Araticum é escassa, carecendo de estudos geoquímicos, geocronológicos U-Pb em zircão detrítico e isotópicos para determinar a proveniência, área fonte e ambiente de sedimentação desta região durante a evolução da Faixa Sergipana no contexto do paleocontinente Gondwana Ocidental (Trompette, 2000; Alkmim et al.,2001). As análises químicas de elementos maiores e traços em rocha total permitem inferir o ambiente tectônico por meio de diagramas

discriminantes e, estudos isotópicos, são importantes para caracterização de ambiente e proveniência do material sedimentar.

Ao sul do Complexo Araticum, destaca-se um segmento crustal Paleoproterozoico representado pelo Domo Jirau do Ponciano, cuja caracterização isotópica e tectônica não foi definida em trabalhos anteriores (Brito Neves, 1986; D'el-Rey Silva, 1992; 1995; 1999; Amorim, 1995; Brito e Mendes, 2011). Estudos recentes nesta janela de embasamento revelaram a presença de ortognaisses graníticos, tonalíticos a granodioríticos migmatizados e associados ao complexo metavulcanossedimentar Nicolau-Campo Grande com a qual mantém relação litoestratigráfica confirmada presença de xenólitos (Figura 5.2). Neste Domo, os ortognaisses migmatíticos compõem a base litoestratigráfica do Grupo Macururé (Oliveira et al., 2006; 2010; 2015; Brito e Mendes, 2011). A caracterização da interface entre rochas do embasamento e supracrustais é importante para a reconstrução da história geodinâmica das bacias Proterozoicas. Por isso, pretende-se caracterizar o Complexo Nicolau-Campo Grande para entender sua relação litotectônica com as rochas encaixantes e com os demais domos Paleoproterozoicos da Faixa Sergipana como Simão Dias e Itabaiana (Oliveira et al., 2015).

A escassez de dados geoquímicos em rocha total, isotópicos e geocronológicos para caracterização e proveniência do Complexo Nicolau-Campo Grande evoca uma melhor compreensão de seu posicionamento tectonoestratigráfico na Faixa Sergipana.

1.2-Objetivos

O objetivo desta tese é buscar entender a evolução tectônica da porção nordeste da Faixa Sergipana por meio da caracterização litoestrutural, isotópica e geocronológica de sequências metavulcanossedimentares cujo ambiente tectônico de formação não é bem esclarecido.

A ausência da caracterização tectônica, investigações petrológicas e de proveniência do Complexo Araticum aliada à presença da zona de cisalhamento transpressional de Jacaré dos Homens com transporte para SSE, separando as rochas supracrustais da Faixa Sergipana dos diversos plutons Ediacaranos-Cambrianos do Domínio Pernambu-

co-Alagoas, evoca o melhor entendimento da compartimentação tectônica dessa região em termos de seus domínios litotectônicos, isotópicos e estruturais.

Ao sul do Complexo Araticum, Domínio Macururé, ocorre uma mega estrutura de anticlinal invertida composta por ortognaisses graníticos, tonalíticos a granodioríticos migmatizados associados litoestratigraficamente ao complexo metavulcanossedimentar Nicolau-Campo Grande (Mendes et al., 2009). Inicialmente, este Complexo foi apresentado como associação litológica vulcânica bimodal com registro de mineralizações de Co-Ni-Pt e Cu-Cr-Ni/platinoides (Amorim, 1995) e rochas ultramáficas. Todavia, dados litológicos, isotópicos e geoquímicos para caracterização tectônica desta sequência supracrustal demonstra a ocorrência de rochas metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas associadas ao embasamento Jirau do Ponciano no âmago do Domínio Macururé. Investigações de campo e relações litoestruturais sugerem que o Complexo Nicolau-Campo Grande seja coevo ao Domo Jirau do Ponciano, logo, sua caracterização litotectônica é discorrida por meio de dados litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos neste trabalho.

Mediante o exposto, fica evidente que os Complexos Araticum e Nicolau-Campo Grande necessitam de detalhamento litoestrutural, isotópico, geocronológico e tectônico e, que através desses dados, seja possível compreender melhor a evolução tectônica da porção nordeste da Faixa Sergipana durante os processos geodinâmicos que modelaram a Província Borborema (Brito Neves et al., 1995; 2000; Santos et al., 2010).

1.3- Localização e acesso a área de pesquisa

A área de estudo compreende a porção nordeste da Faixa Sergipana com cerca de 1400km² (abrangendo o Complexo Araticum e o Domo Jirau do Ponciano), no Estado de Alagoas, Nordeste do Brasil. A área envolve os municípios de Batalha, Campo Grande, Jirau do Ponciano e a região de Arapiraca. Essa área faz parte da mesorregião do agreste de Alagoas e insere-se predominantemente na Folha Arapiraca (SC.24-X-D-V) editada pelo MINTER/SUDENE em 1973.

A região limita-se aproximadamente entre os paralelos $-9^{\circ} 20'00''S$ e $-10^{\circ}00'00''S$ e meridianos $-37^{\circ}15'00''W$ e $-36^{\circ}45'00''W$ (em graus decimais), e a principal cidade da região é Arapiraca-AL com 234.185 habitantes (IBGE, 2017).

O acesso a área a partir da cidade de Maceió é feito pela rodovia AL-101 seguida pela BR-316 que passa pelos municípios de Pilar, Atalaia e Marimondo, então, segue-se pela rodovia AL-110 no sentido do município de Arapiraca. A partir deste município continua pelas rodovias estaduais AL-220 e AL-115 até a área de estudo conforme a Figura.1.1.

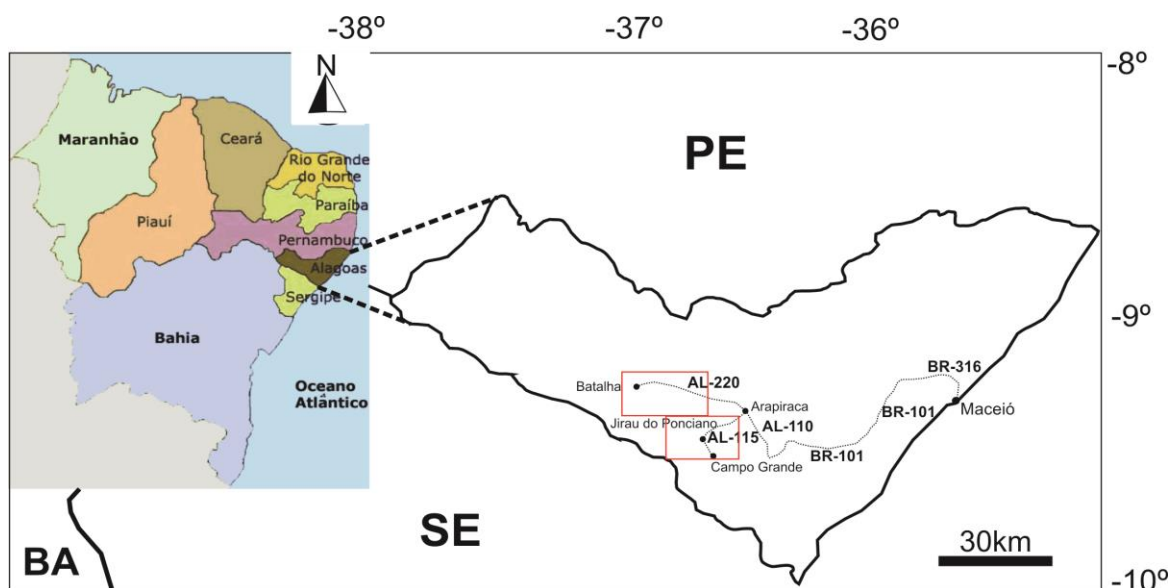


Figura 1.1: Localização geográfica da área de estudo e principais vias de acesso a partir de Maceió, capital de Alagoas, Brasil.

1.4- Métodos

Durante o desenvolvimento da tese realizaram-se revisões bibliográficas sobre a área de estudo e estudos de proveniência em zircão detrítico em periódicos científicos internacionais. Por efeito, um mapa geológico da região foi confeccionado a partir da integração de fotointerpretação, mapas geofísicos de campo total e imagem de radar SRTM objetivando discernir as principais litologias e estruturas.

As etapas de campo foram realizadas inteiramente no estado de Alagoas e foram divididas em quatro partes, a primeira e a segunda na região adjacente ao município de Batalha (Complexo Araticum), a terceira e quarta na região dos municípios de Campo Grande e Jirau do Ponciano (Complexo Nicolau-Campo Grande). As etapas de campo objetivaram a coleta de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos, reconhecimento das relações litoestruturais e caracterização detalhada dos eventos deformacionais atuantes na região. Nesta etapa, imagem de satélite LANDSAT- ETM e de radar foram utilizadas para reconhecimentos das principais estruturas lineares. Aproximadamente 100 lâminas delgadas de luz transmitida foram confeccionadas para identificação mineralógica e textural.

A partir da seleção petrográfica, foram designadas amostras homogêneas para preparação do analito e análise isotópica de Nd-Sr no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Outras amostras foram enviadas para análise de elementos maiores e traços em rocha total no Laboratório ALS *Minerals* em Lima, Peru. Diagramas petrotectônicos foram utilizados como informações auxiliares para interpretação do ambiente genético. As amostras mais representativas dos complexos metavulcanosedimentares foram preparadas por técnicas convencionais para determinação isotópica U-Pb por espectrometro de massa Thermo Finnigan Neptune Multicoletor (ICP-MS) no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. De posse dos dados, pode-se elaborar três artigos científicos para serem publicados nos principais periódicos.

1.5-Estrutura da tese

A produção de artigos científicos é importante para a difusão do conhecimento em universidades e também em empresas diante da demanda de mercado mais competitivo em busca de novos recursos minerais e maiores produções.

A evolução do conhecimento científico tem contribuído para construção de novas técnicas e modelos que desatualizam os trabalhos pretéritos. Devido a isto, esta tese segue o padrão recomendado pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília (UnB) onde configura-se na forma de três artigos científicos, um submetido em revista nacional (Geonomos-UFMG) reconhecida pela CAPES e, os ou-

tros, em revista internacional (*Journal of South American Earth Sciences-JSAES*), além de abordagem introdutória sobre a evolução geodinâmica da Província Borborema no Cap.2 e a geologia local da área de estudo.

Cap.2-Contexto Geológico Regional

Este capítulo aborda o contexto tectônico da região Nordeste do Brasil trazendo informações importantes sobre a evolução crustal da Província Borborema nos últimos anos, discussões sobre sua concepção e uma revisão detalhada da área de estudo. O comentário dos artigos é feito a seguir.

Cap.3 - Artigo 1: ANÁLISE TECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DA FAIXA SERGIPANA, PROVÍNCIA BORBOREMA: DUPLA VERGÊNCIA EM RESPOSTA A COLISÃO OBLÍQUA ENTRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E O TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS (*Manuscrito aceito em 2017 no periódico Geonomos da UFMG em 2017*).

Este artigo discorre sobre a presença de estruturas dúcteis com dupla vergência na porção nordeste da Faixa Sergipana devido a atuação de eventos tectônicos distintos durante a colisão da antiga placa do São Francisco e fragmentos crustais menores. Para isto, realizou-se trabalhos de campo com análise estrutural detalhada e consultou-se mapas aeromagnéticos, fotografias aéreas, imagens de satélite LANDSAT-8 e imagens de radar SRTM a fim de compreender a evolução tectônica desta área.

Cap.4-Artigo 2: GEOCHRONOLOGICAL AND PETROLOGICAL INVESTIGATION OF THE METAVOLCANOSEDIMENTARY ARATICUM COMPLEX, SERGIPANO FOLD BELT: IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL (*Manuscrito sob revisão no periódico Journal of South American Earth Sciences*).

Neste artigo caracterizamos tectonicamente o Complexo Araticum, localizado na porção nordeste da Faixa Sergipana, tendo em vista a escassez de estudo nessa área e

seu imbricamento com intrusões graníticas Ediacaranas-Cambrianas do Domínio Pernambuco-Alagoas por zona de cisalhamento transpressional. Esse Complexo apresenta associação litológica distinta dos demais com presença exclusiva de extensas lentes de mármore com alto teor de Mg que são exploradas pela empresa MIBASA S.A. Combinando investigações de campo, petrografia, geoquímica isotópica de Nd e geocronologia U-Pb em grãos de zircão detrítico caracterizamos o ambiente tectônico dessa região no contexto do processo colisional que resultou na Faixa Sergipana.

Cap.5-Artigo 3: ISOTOPE AND GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS OF METAVOLCANO-SEDIMENTARY ROCKS OF THE JIRAU DO PONCIANO DOME: STRUCTURAL WINDOW OF A PALEOPROTEROZOIC CONTINENTAL ARC WITHIN THE SOUTHERN BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL (*Manuscripto in progress*).

Esse trabalho traz contribuição inédita de geoquímica de elementos maiores e traços, geocronologia U-Pb em zircão e isótopos Nd-Sr em rochas metavulcânicas e metassedimentares do complexo Nicolau-Campo Grande, parte do Domo Jirau do Ponciano. Com esses dados definimos a idade, natureza e história tectônica desta sequência supracrustal e sua relação com o embasamento Jirau do Ponciano na porção oriental do Domínio Macururé.

1.6-Referências

Alkmim, F.F., Marshak, S., Fonseca, M.A., 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the Sao Francisco craton region, Brazil. *Geology* 29, p. 319–322

Amorim, J.L., 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Arapiraca, Folha SC.24-X-D-V. Estado de Alagoas. Escala 1:100.000, Brasília, CPRM, 100p.

Brito, M. F. L e Mendes, V. A. 2011. Compartimentação Tectônica da Folha Arapiraca. XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e VII International Symposium on Tectonics, Campinas, SBG. p.286-289.

Brito, M.F.L., Mendes, V.A., Paiva, I.P., Wanderley, A.A., Medeiros, V.C., 2007. Aspectos de campo e petrográficos das rochas metassedimentares do Complexo Araticum, Domínio Canindé-Marancó, Sistema de Dobramentos Sergipano. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 22, Natal, Boletim, 2:192p.

Brito Neves, B. B., 1986. Tectonic regimes in the Proterozoic of Brazil. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste. Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 10. p. 235-251.

D'el-Rey Silva, L.J.H., 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano crátons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, p. 453-470.

D'el-Rey Silva, L.J.H., 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 25, p.315-332.

D'el-Rey Silva, L.J.H., 1992. Tectonic evolution of the southern part of the Sergipano Fold Belt, northeastern Brazil. Unpublished PhD Thesis, Royal Holloway University of London, 257p.

Lima, M.M.C., Silva T.R., Ferreira V.P., Silva J.M.R., 2014. Metasedimentary rocks of the northern portion of the Macururé Domain, Sergipano Belt, Northeastern Brazil: Geochemical characterization of their protoliths and tectonic implications. *Estudos Geológicos*, V 24(2), p.89-107.

Mcculloch, M. T and Wasserburg, G. J., 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation: *Science*, v. 200, p. 1003-1011.

Mclennan, S. M. and Hemming, S. R., 1992. Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 56, p. 887-898.

Medeiros, V. C., 2000. Aracaju NE: Folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM; mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Mendes, V. A., Brito, M. F. L., Santos, C. A., 2011. Zona de Cisalhamento Contracional de Palmeira dos Índios. Um possível Testemunho do Evento Cariris Velhos na Província Borborema. *In: Simpósio de Geotectônica*, São Paulo.

Mendes, V.A., Brito, M.F.L., Paiva, I.P., 2009. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estado de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Escala: 1:250.000, Recife.

Miller, R. G., O'niions, R. K., Hamilton, P. J., Welin, E., 1986. Crustal residence ages of clastic sediments, orogeny and crustal evolution: *Chemical Geology*, v. 57, p. 87-99.

Morton, A.C., Clauoué-Long, J.C., Berge, C., 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Staffjord formation, North Sea. *J. Geol. Soc. London*. 153, p. 915–929.

Oliveira, E.P.; Mcnaughton, N.; Windley, B.F.; Carvalho, M. J ; Nascimento, R. Silva., 2015. Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: from early passive margins to late foreland basins. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 662, p. 183-194.

Oliveira, E.P, Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana, *Precambrian Research*. 181, p. 64 e 84.

Oliveira, E.P., 2008. Geological evolution of the Sergipano belt, southern boundary of the Borborema Province. In: *Workshop on the Precambrian Geology of the Borborema Province*, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, p.14–15.

Oliveira, E.P.; Toteu, S. F.; Araújo, M. J.; Carvalho, M. J.; Nascimento, R. S.; Bueno, J. F.; Mcnaughton, N.; Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, p. 470-478.

Silva Filho, A.F., Guimaraes, I.P., Santos, L. Armstrong, R Van Schmus, W.R., 2016. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 27, p. 1-70.

Silva Filho, A.F., Guimaraes, I.P., Van Schmus, W.R., Armstrong, R., Rangel da Silva, S.J.M., L.S., Concentino, L.M, 2014. SHRIMP U–Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco–Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. *International Journal of Earth Sciences*. v.103. p. 2155-2190.

Silva Filho, A. F., Guimarães I. P., Ferreira V.P., Armstrong, R. A., SIAL, A. N., 2010. Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement and 990 magma sources during Gondwana amalgamation. *Gondwana Research* 17, p. 676-687.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Dantas, E.L, Cocentino, L.M, Silva, F.M.J.V., Van Schmus, W.R., 2008. U-Pb Geochronology of Neoproterozoic Transalkaline Granites from the Pernambuco-Alagoas Crustal Domain, Borborema province, NE Brasil. VI South American Symposium on Isotope Geology. Extended Abstract CD-ROM.

Silva Filho, A.F., Guimarães I.P., Rangel Da Silva J.M., Osako, L., Van Schmus W.R., 2006. Nd isotopic mapping and tectonic setting of Proterozoic metamorphic suc-

cessions, orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL Massif. Congresso Brasileiro de Geologia, Abstracts 20.

Silva Filho, A. F., Guimaraes, I. P., Schmus, W. R. V., 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd Isotopic Data from Neoproterozoic Granitoids. *Gondwana Research*, Japão, v. 5, n.2, p. 409-422.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Schmus, W.R.V., 2000. High-K calcalkaline granitoids of 983 ca. 1.Ga TDM along the limit PE-AL massif/Sergipano fold belt, NE Brazil: a Mesoproterozoic 984 plate? *Revista Brasileira de Geociências* 30,p. 182–185.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Brito, M. F., Pimentel, M. M. 1997. Geochemical signatures of the main Neoproterozoic late tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano fold belt, NE Brazil and its significance for the Brasiliano orogeny. *International Geology Review*, 39,p. 639–659.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Sampaio, M.A, Luna, E. B. A., 1996. A super suite de granitóides ricos em K Neoproterozóicos tardi a pós-tectônicos da parte sul do Maciço PE-AL; magmatismo intraplaca? In: Congresso Brasileiro de Geologia 39, Salvador, Resumos Expandidos, 6. Sociedade Brasileira de Geologia, p .318–320.

Trompette, R., 2000. Gondwana evolution: its assembly at around 600Ma. *Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris*. v 330, p.305-315.

2-CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1-Compartmentação tectônica da Província Borborema

A concepção da Província Borborema está relacionada à atuação de orógenos Neoproterozoicos entre a América do Sul oriental e a África Ocidental durante o desenvolvimento do supercontinente Gondwana. Vários modelos têm sido propostos para retratar melhor a configuração paleogeográfica da assembleia do Gondwana Ocidental, Oriental e Sul (Shackleton, 1996; Lawver et al.,1998; Meert, 2003, 2012; Meert e Lemberman, 2008; Collins e Pisarevsky,2005; Yoshida, 1995, Veevers, 2004, Squire et al.,2006; Li et al.,2008). Nesse cenário, o Gondwana Ocidental, teve sua origem no evento orogênico Brasileiro/Pan-Africano em torno de 650-600Ma e consistiu de crátons separados por extensas faixas móveis ou orógenos Neoproterozoicos (Trompette, 1994; Pankhurst et al.,2008, Figura 2.1). Segundo Brito Neves e Cordani (1991) e Trompette (1994), a configuração da Província Borborema deveu-se à convergência entre os Crátons Amazônico, São Luis-Oeste Africano e São Francisco-Congo durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana entre o fim do Neoproterozoico e início do Paleozoico. Essa Província, definida por Almeida et al. (1976; 1977; 1981), Brito Neves (1975), está localizada na porção nordeste da Plataforma Sul Americana e foi, inicialmente, conceituada como uma hierarquia tectônica complexa, constituída por maciços medianos, lineamentos e, sistemas ou faixas de dobramentos, estruturados no final do Neoproterozoico (Figura 2.2). Sua arquitetura consiste em mosaico de segmentos crustais com características tectônicas, metamórficas, estratigráficas e isotópicas peculiares composto de rochas supracrustais, núcleos Arqueanos-Paleoproterozoicos preservados e granitoides Neoproterozoicos (Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al.,1995; 1999, 2008).

Seguindo o modelo de terrenos advento da cordilheira da América do Norte (Coney et al.,1980; Jones et al.,1982; Howel, 1995), Davison (1987) propôs, pioneiramente, na Faixa Sergipana da Província Borborema, a existência singular de quatro terrenos: Canindé, Alto Grau, Vaza Barris e Macururé, que teriam sido supostamente acrescidos ao Cratón do São Francisco em processo de colisão oblíqua relacionado à Orogenia Brasileira.

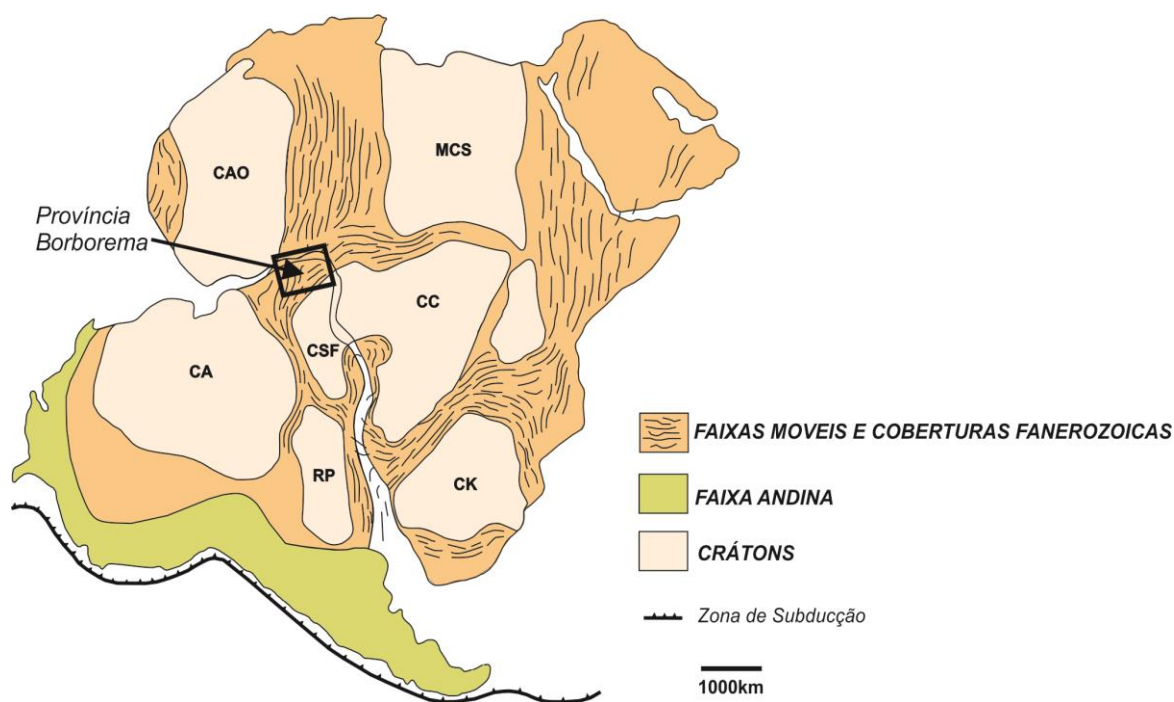
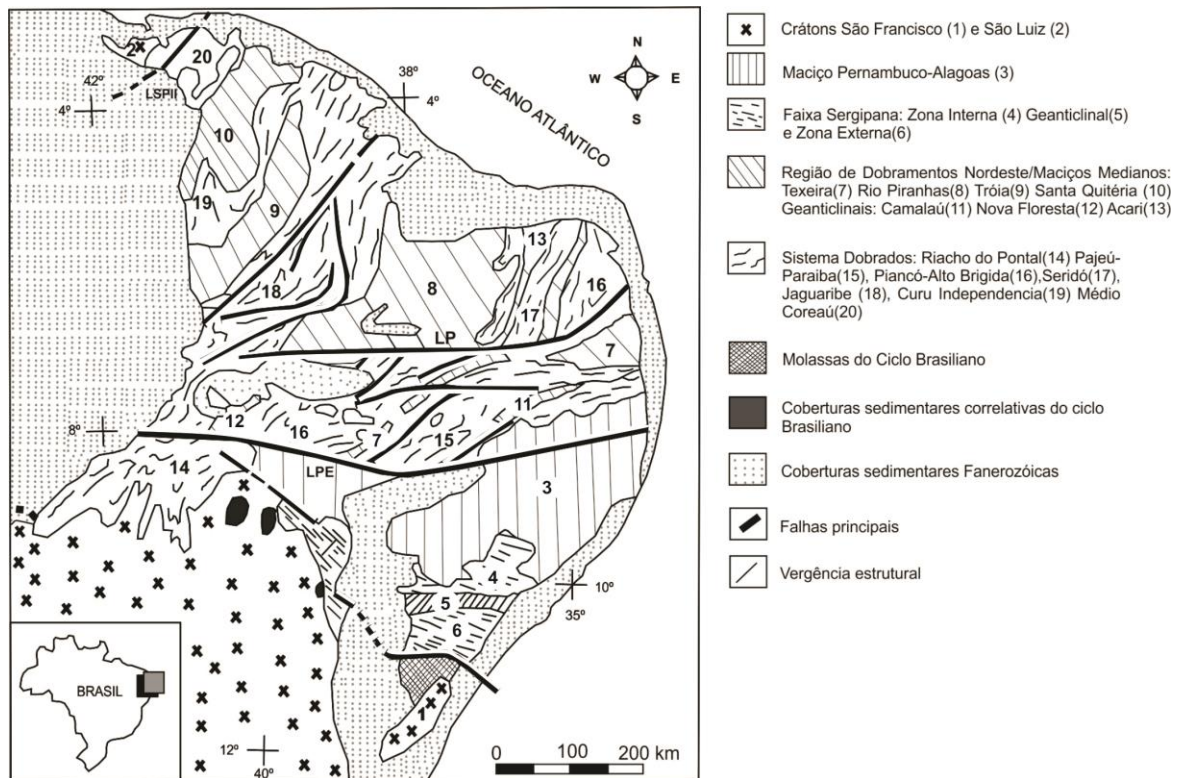


Figura 2.1: Contexto dinâmico do Gondwana Ocidental na fase pré-drift exibindo as Faixas móveis bordejando os Crátons (Modificado de Cawood, 2005; Gray et al.,2007). CA-Cráton Amazônico; RP-Cráton Rio de La Plata; CSF-Cráton São Francisco; CAO-Cráton do Oeste-Africano; CC-Cráton do Congo; CK-Cráton Kalahari; MCS-Meta Cráton do Saara

Posteriormente, baseado em dados cartográficos, litogeoquímicos e isotópicos Santos (1995,1996,1999,2000), defendeu o modelo de limites de terreno tectonoestratigráficos para a Província Borborema, devido a amalgama e colisão orogênica, incluindo o reconhecimento de terrenos de afinidade de crosta oceânica (complexos máficos e ultramáficos próximos a limites de terrenos) e caracterização de evento tectono-termal de idade Meso-Neoproterozoica (1000-920Ma), denominado de Cariris Velhos (Campos Neto et al.,1994; Jardim de Sá,1994; Van Schmus et al.,1995; Santos ,1995; Brito Neves et al.,1995; Carvalho, 2005) retrabalhado no final do Neoproterozóico (clímax orogênico Brasileiro/Pan-Africano).



LPE- Lineamento Pernambuco LP- Lineamento Patos LSP II- Lineamento Sobral-Pedro II

Figura 2.2: Arcabouço simplificado da Província Borborema (Compilado de Brito Neves, 1975).

Alicercados em critérios geoquímicos e estruturais, outros autores como Vauchez et al. (1995); Neves e Mariano, (1997, 1999, 2001), advogaram uma evolução monocíclica para a Província Borborema, vindo a discordar do modelo de colagem de terrenos tectonoestratigráficos (Neves et al., 2004 2006, 2008, 2009, 2010, 2014, 2015 a, b) e Neves e Coelho (2010). Os autores supracitados baseados em dados estruturais sugerem apenas um evento extensional com formação e inversão de bacias intracontinentais após o Paleoproterozoico (2.0Ga).

Contudo, o modelo de terrenos tectonoestratigráficos é advogado pela maioria dos autores (Tompette, 1997; Toteu et al.,2001; Medeiros, 2004; Oliveira, 2008, Van Schmus et al., 2008, 2011; Santos et al., 2000, 2004, 2010, 2014, 2017). Com a combinação dos métodos U-Pb e Sm-Nd em estudos de evolução crustal, muitos autores reforçaram a convicção de um evento orogênico designado de Cariris Velhos (Brito Neves et al. 1995, 2000; Santos ,1995; Santos et al.,2000,2010; Accioly et al., 2010; Van Schmus et al.,2011; Caxito et al.,2014) na Província Borborema (equivalente ao evento Ki-

bariano na África, Greenville no Canadá e Sunsás no Cráton Amazônico). O referido evento foi registrado por análises U-Pb em grãos de zircão a partir de rochas metagranitoides e metavulcânicas félsicas, indicando idades no intervalo de 1,1 a 0,9 (Santos 1995; Brito Neves et al. 1995).

Independente das questões concernentes a evolução tectônica, pesquisadores aprimorados em dados tectonoestratigráficos e estruturais, inferem a subdivisão da Província em três subprovíncias: Setentrional, Central ou Transversal e Meridional (Van Schmus et al. 1995; Brito Neves et al., 2000 e referências ali contidas). Assim, com a evolução do conhecimento e novos dados geocronológicos e isotópicos, a maioria dos autores têm aceito sua subdivisão em cinco subprovíncias tectônicas limitadas por extensas zonas de cisalhamento: Médio Coreauá, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Zona Transversal ou Central e Meridional (Van Schmus et al., 1995, 2011; Santos e Meireiros; 1999; Brito Neves et al., 2000, 2016; Santos et al., 2000, 2004, 2010, Figura 2.3).

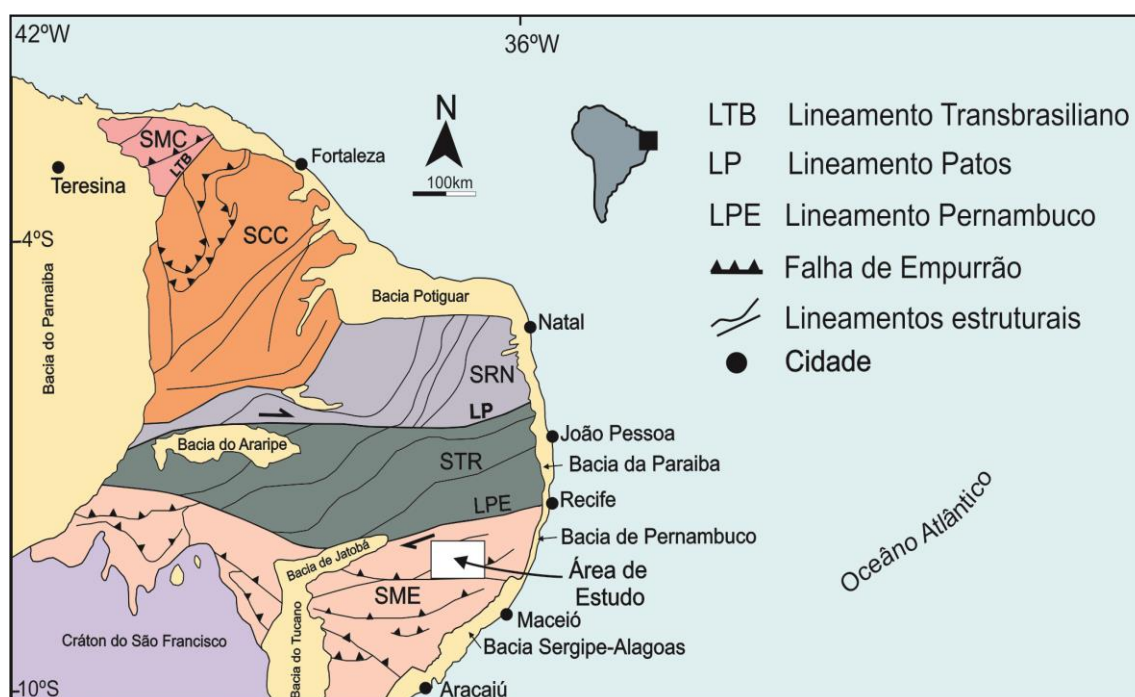


Figura 2.3: Mapa esquemático da Província Borborema, exibindo as principais subprovíncias (modificado e acrescido das informações de Van Schmus et al., 2011; Santos et al., 2014 e Brito Neves et al., 2016). SMC-Subprovíncia Médio Coreauá; SCC-Subprovíncia Ceará Central; SRN-Subprovíncia Rio Grande do Norte; STR-Subprovíncia Transversal e SME-Subprovíncia Meridional.

2.2-Subprovíncia Meridional

A Subprovíncia Meridional compreende um dos principais segmentos tectônicos da Província Borborema, balizado ao sul do lineamento Pernambuco e ao norte do Cráton do São Francisco (Brito Neves et al.,2000; Santos et al., 2000, 2010, Figura 2.4).

Ela divide-se em Domínio Pernambuco-Alagoas e Faixas Riacho do Pontal, Rio Preto e Sergipana, as quais apresentam continuidade lateral e características geológicas correlatas. Devido à diversidade conceitual e o desenvolvimento científico, o termo Domínio Pernambuco-Alagoas será aqui adotado por parecer mais apropriado dentro do contexto tectônico da Província Borborema. O Domínio Pernambuco-Alagoas é constituído por complexos gnáissicos migmatíticos Paleoproterozoicos e rochas metavulcanossedimentares com extensas intrusões plutônicas Ediacaranas formando batólitos (Silva Filho et al.,2016). As faixas móveis da Subprovíncia Meridional compreendem sequências psamíticas-pelíticas que mudam para pelíticas-carbonáticas e associações vulcanossedimentares em algumas regiões.

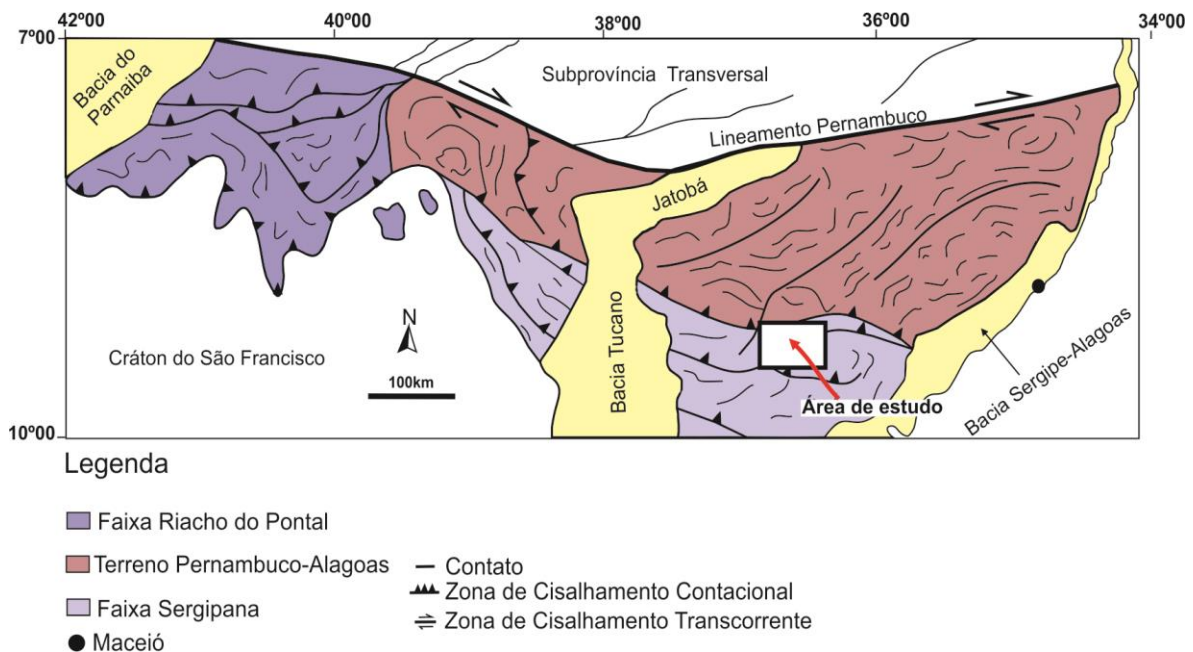


Figura 2.4: Mapa simplificado da Subprovíncia Meridional da Província Borborema com a localização aproximada da área de estudo na porção nordeste da Faixa Sergipana (modificado de Santos et al.,2010).

2.2.1-Domínio Pernambuco-Alagoas

Essa entidade compreende um dos segmentos crustais mais importantes da Subprovincia Meridional da Provincia Borborema (Van Schmus et al, 2008). O Domínio limita-se ao norte com a Subprovincia Transversal, pelo Lineamento Pernambuco e, ao sul, com a Faixa Sergipana por zonas de cisalhamentos indiscriminadas. O Domínio Pernambuco-Alagoas também conhecido como terreno (Santos, 1995), maciço (Brito Neves, 1975; Brito Neves et al.,1982; Santos et al., 2010) ou complexo (Silva Filho et al.,2002), foi subdividido por Santos (1995), Medeiros e Santos (1998) e Medeiros (2000; 2004) em dois grandes complexos metamórficos, o Complexo Belém do São Francisco, constituído basicamente por ortognaisses graníticos a tonalíticos-granodioríticos migmatizados e, o complexo Cabrobó, uma unidade metavulcanossedimentar, metamorfizada na fácies anfíbolito, composta por xistos, gnaisses, localmente migmatizados, metagrauvascas, mármore, quartzitos, calcissilicáticas e anfíbolitos.

Os complexos supracitados apresentam tectônica transpressiva e transporte para WNW, exibindo migmatitos nas regiões de intensa deformação, que foram interpretados como resultado do Evento Cariris Velhos (Santos, 1995). Segundo Brito Neves et al. (1977) e Trompette (1994), o Domínio Pernambuco-Alagoas mergulha sob o Cráton do São Francisco. Outros autores, consideraram a situação inversa (Jardim de Sá et al,1986; Campos Neto e Brito Neves, 1987). Nessa fatia tectônica ocorrem várias intrusões plutônicas Neoproterozoicas tardias, as quais podem ser agrupadas em pré, sin e pós colisional (Silva Filho et al., 2016). Baseado em dados mineralógicos e químicos Silva Filho et al. (1996 ,1997, 2000; 2002) classificaram as intrusões graníticas do Domínio Pernambuco-Alagoas em cinco batólitos: Buíque-Paulo Afonso, Águas Belas-Canindé, Maribondo-Correntes, Ipojuca-Atalaia e Jaboatão-Garanhuns.

Outra classificação proposta por (Silva Filho et al.,2006) usando dados isotópicos de Nd em rochas ortoderivadas e algumas supracrustais permitiu a subdivisão do Domínio Pernambuco-Alagoas em três subdomínios isotópicos: (i) Garanhuns com idade modelo T_{DM} entre 1600 e 2600 Ma, (ii) Água Branca, idade modelo T_{DM} entre 900 e 1590 Ma e (iii) Palmares, idade modelo T_{DM} 1110 Ma. O batólito Águas Belas-Canindé limita-se ao norte com os ortognaisses migmatíticos do Complexo Belém do São Francisco e, ao sul, com a Faixa Sergipana pela zona de cisalhamento transpressional de

Jacaré dos Homens. A idade, caracterização tectônica do Domínio Pernambuco-Alagoas e relação com a Faixa Sergipana não são muito bem definidas (Cruz et al., 2015).

Os dados U-Pb em grãos de zircão das intrusões graníticas a norte do Terreno Pernambuco-Alagoas indicam que cristalizaram no intervalo entre 635 a 590 Ma e são coevos a granitoides quimicamente similares da região sudeste da Subprovíncia Transversal (Silva Filho et al., 2016). No entanto, sabe-se que o registro de magmatismo Ediacarano ocorre em toda Província Borborema, mas suas idades e petrogêneses são conhecidas apenas localmente (Magini e Hackspacher, 2008; Van Schmus et al., 2011; Oliveira et al., 2014; Silva Filho et al., 2016).

2.2.2- Faixa Riacho do Pontal

A Faixa Riacho do Pontal ou cinturão de dobramentos Riacho do Pontal (Brito Neves, 1975; Brito Neves et al., 2000; Siqueira Filho, 1967; Schobbenhaus, 1984; Jardim de Sá et al., 1992; Uhlein et al., 2011; Caxito e Uhlein, 2013) apresenta estruturação Brasileira (630-530Ma) e, regionalmente, depara-se com a porção norte do Cráton do São Francisco e oeste do Domínio Pernambuco-Alagoas. A sua compartimentação tectônica foi definida basicamente em três zonas: interna, central e externa. A zona interna, formada por rochas metavulcanossedimentares, como o complexo Paulistana, complexo Morro Branco e, as sequências plataformais de margem passiva do tipo QPC, representadas pelos complexos Santa Filomena (Angelim, 1988; Angelim e Kosin, 2001) e Casa Nova (Caxito, 2013; Brito Neves et al., 2015).

As rochas metavulcanossedimentares da zona interna são intrudidas pelas rochas máficas-ultramáficas de Brejo Santo (Gava et al., 1984; Marimon, 1990; Salgado et al., 2014) e São Francisco de Assis. Nesta zona, ocorre exclusivamente, o registro do evento Cariris Velhos (1000-960 Ma) representado pelos augen-gnaisses da suíte Afeição (Caxito e Uhlein, 2013). A zona central é formada pelas sequências metavulcanossedimentares chamada de complexo Monte Orebe e, a zona externa, caracterizada por faixas de dobramento de Antepaís (Caxito, 2013).

2.2.3- Faixa Sergipana

A Faixa Sergipana situa-se na Suprovíncia Meridional da Província Borborema e compreende orógeno colisional com forma triangular e direção geral ESE-WNW, limitando-se ao norte com o Domínio Pernambuco-Alagoas e, ao sul, com o Cráton do São Francisco (D'el-Rey Silva, 1999). Inicialmente, alguns autores como Humphrey e Allard (1968, 1969); Silva Filho e Brito Neves (1979), interpretaram a Faixa Sergipana como um ambiente geossinclinal. Essa Faixa compreende uma sequência de rochas supracrustais metamorfozadas na fácies xisto verde a anfíbolito e com características de margem continental passiva a bacias de *foreland* (Oliveira et al., 2015). O grau metamórfico nesse orógeno aumenta progressivamente a partir do Cráton do São Francisco com registro de anquimetamorfismo e fácies xisto verde nos Domínios Estância e Vaza Barris graduando a fácies anfíbolito alto no Domínio Macururé (D'el-Rey Silva, 1999; Oliveira et al., 2006). A sua origem é interpretada como resultado da colisão oblíqua do Domínio Pernambuco-Alagoas com o Cráton do São Francisco-Congo durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana (Brito Neves et al., 1977, Silva Filho et al., 1978; D'el-Rey Silva et al., 2007, Silva et al., 2008, 2011).

Allard e Hurst (1969) baseados na associação petrotectônica das rochas metasedimentares do Grupo Vaza Barris (localizado na porção sul da Faixa Sergipana) associaram essa Faixa a Série Ndjolé, norte do Gabão, África. Outros autores, como Cordani (1973) e Torquato (1974), propuseram a correlação do Grupo Vaza Barris com as sequências Mbalmayo-Bengbis, Dja e Semba-Ouessou, extremo norte do Cráton do Congo, África. Seguindo a reconstrução das características geológicas dos paleocontinentes *pre-drift*, Trompette (1994) sugeriu que a Faixa Sergipana correspondia a uma megaestrutura ligada a Faixa Oubanguides na África. Recentemente, com base em dados litológicos, estruturais, geocronológicos e isotópicos, a Faixa Sergipana foi correlacionada a Faixa Yaoundé (Camarões, África, Toteu et al., 2001; Oliveira et al., 2006, Figura 2.5).

Usando o conceito vigente de terrenos tectono-estratigráficos, Davison e Santos (1989), dividiram a Faixa Sergipana em cinco domínios tectonoestratigráficos, com características litoestratigráficas, estruturais e metamórficas distintas: Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé e Vaza Barris os quais são separados por extensas zonas de cisalhamento. Davison e Santos (1989) consideraram a distinção entre o Domínio Vaza

Barris e o Domínio Macururé, ambos constituídos de rochas metassedimentares, pela intrusão de vários granitoides restritos ao Domínio Macururé.

Os Domínios Canindé e Marancó foram reconhecidos tipicamente como rochas metavulcanossedimentares e o Domínio Poço Redondo por gnaisses migmatizados (Oliveira et al.,2010). A configuração tectônica existente foi modificada por outros autores com adição do Domínio Estância (D'el-Rey Silva, 1995), Domínio Sul-Alagoas (Silva Filho,1998; Silva Filho e Torres, 2002) e Domínio Poço Redondo-Marancó (Carvalho, 2005). Silva Filho e Torres (2002) baseados em trabalhos de campo, sugeriram a adição de mais dois Domínios à Faixa Sergipana: Rio Coruripe e Viçosa.

Apesar das várias subdivisões existentes na literatura, a maioria dos autores concorda que a compartimentação tectônica da Faixa Sergipana é estruturada em cinco domínios litotectônicos: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Davison e Santos, 1989; D'el-Rey Silva, 1995, 1999; Oliveira et al., 2006, 2010; 2015, Figura 2.6). Com base em dados litológicos, estruturais e geofísicos, Brito e Mendes (2011), reorganizaram a compartimentação tectônica na porção norte da Faixa Sergipana nos Domínios Canindé, Poço Redondo-Marancó, Rio Coruripe e Macururé, limitados por extensas zonas de cisalhamento transpressional e transcorrentes com presença de *basement inliers* Jirau do Ponciano no Domínio Macururé (Brito et al. 2009).

Ainda, segundo esses autores, existe a presença de vários plutons graníticos Brasileiros nos Domínios Canindé, Poço Redondo-Marancó e Macururé sendo ausentes nos Domínios Vaza Barris e Estância (Brito et al., 2007; 2009). Parte do Domínio Rio Coruripe proposto por Silva Filho e Torres (2002) foi englobado no Domínio Canindé por (Brito e Mendes, 2011). Porém, dados geocronológicos U-Pb em zircão detrítico e isotópicos de Nd em rocha total sugerem que o Domínio Rio Coruripe (NE da Faixa Sergipana) é apenas um prolongamento do Domínio Macururé (Oliveira et al., 2015). O embasamento da Faixa Sergipana é representado pela ocorrência das janelas estruturais como os Domo gnáissicos Jirau do Ponciano, Simão Dias e Itabaiana, os quais estão envolvidos com as supracrustais no episódio de metamorfismo regional e deformação tectônica: D_n , D_1 , D_2 e D_3 (Tabela 2.1). O Domo Jirau do Ponciano é constituído por ortognaisses tonalíticos migmatizados e idades Rb-Sr em 2500 Ma (Amorim et al.,1993). O Simão Dias e Itabaiana compreendem ortognaisses migmatizados, com idade modelo (T_{DM}) em torno de 3.0G.a (Oliveira et. al.,2015).

O Domo Simão Dias apresenta idade Rb-Sr de 2505 Ma (Humphrey e Allard, 1969). Oliveira et. al.,2015 inferem que o Domo Simão Dias e Itabaiana seriam as prováveis fontes de sedimentos do Domínio Vaza Barris.

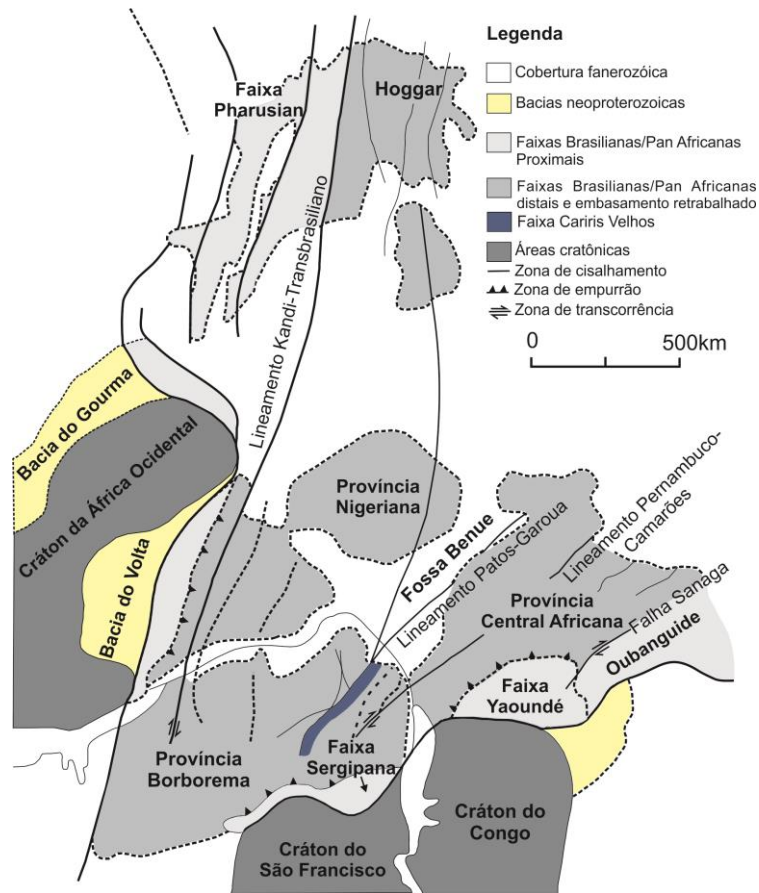


Figura 2.5: Mapa da correlação do Nordeste do Brasil com a África Ocidental mostrando a configuração geológica do final do Gondwana Ocidental e destacando a continuidade da Faixa Sergipana (NE do Brasil) com a Faixa Yaoundé (Camarões-África), (acrescido das informações de Trompette,1994; Toteu et al.,2001 e Oliveira et al., 2006).

Os Domínios litotectônicos da Faixa Sergipana (Figura. 2.6), segundo a maioria dos autores como Davison e Santos, (1989) e Oliveira et al. (2006, 2010, 2015), caracterizam-se, de norte a sul em:

a) Domínio Canindé: limita-se a norte com o Dom Pernambuco-Alagoas, através de zonas de cisalhamentos indiscriminadas e compreende quatro unidades, a unidade

Garrote, composta por *sheets* graníticos, a unidade Novo Gosto, sequência metavulcanossedimentar com anfibolitos, rochas calcissilicáticas e mármore, a unidade Gentileza, apresentando rochas básicas (anfíbólito, gabros e dioritos) e quartzo-monzonitos porfiríticos e, por fim, o Complexo gabroico Canindé.

b) Domínio Poço Redondo-Marancó: limita-se a norte com o Domínio Canindé pela zona de cisalhamento transpressional Macururé e foi subdividido em duas unidades homônimas, uma composta de rochas metavulcanossedimentares compostas por sequências psamíticas e pelíticas metamorfizadas na anfíbólito (Marancó) e a outra por gnaisses migmatizados (Poço Redondo) intrudidos por diversos corpos graníticos; a unidade Marancó divide-se de norte a sul em Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul (Oliveira et.al.,2015). Esse Domínio apresenta variação de fácies metamórficas entre xisto verde a anfíbólito em ritmitos intercalados por dacitos e andesitos, gabros e serpentinitos.

c) Domínio Macururé: seu limite a norte é pela zona de cisalhamento transpressional Belo Monte-Jeremoabo e constitui rochas metavulcanossedimentares, metamorfizadas na fácies anfíbólito, composto por micaxistos, quartzitos, mármore, intrusões graníticas sincolisionais (Bueno, 2008) e lentes de rochas ultramáficas cloritizadas e serpentinizadas. Apresenta discordância com o embasamento Jirau do Ponciano por quartzitos da Formação Santa Cruz.

d) Domínio Vaza Barris: é mais deformado que o Estância e limita-se a norte pela zona de cisalhamento transpressional São Miguel do Aleixo e, basicamente, divide-se em três grupos (Miaba, Simão Dias e Vaza Barris) com uma grande variedade de rochas metassedimentares associados a carbonatos e metadiamicititos.

e) Domínio Estância: é o menos deformado e limita-se a norte pela zona de cisalhamento transpressional Itaporanga e representa a cobertura sobre o Cráton do São Francisco. Consiste em rochas metassedimentares com estruturas primárias preservadas (estratificação plano paralela, cruzada e laminação) e divide-se nas formações Juetê (conglomerado), Acauã (carbonatos), Lagarto (arenitos e siltitos) e Palmares (arenitos e conglomerados). A evolução do conhecimento sobre as características isotópicas e ambientes tectônicos de cada domínio supracitado encontra-se sintetizada na Tabela 2.2.

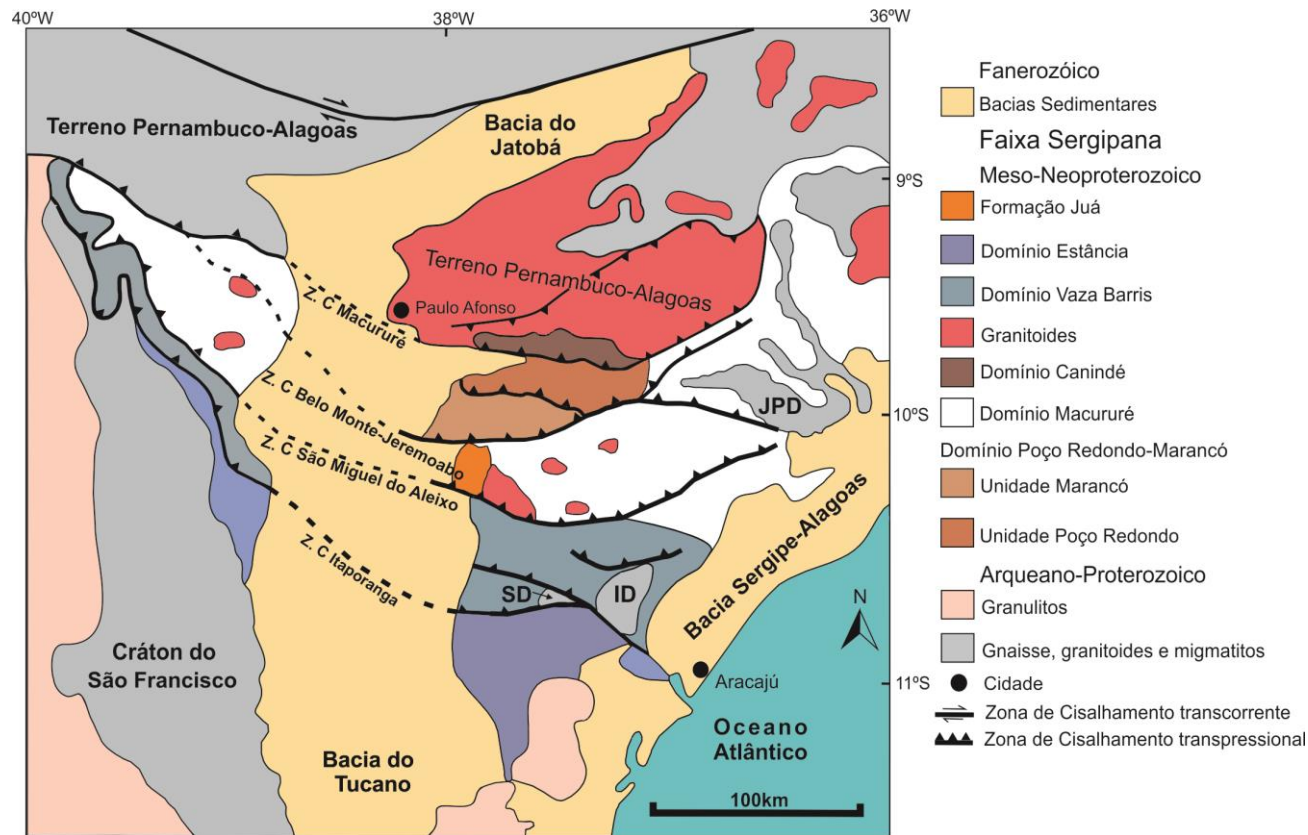


Figura 2.6: Mapa simplificado da Faixa Sergipana com cinco Domínios litotectônicos separados por extensas zonas de cisalhamento transpressionais. O Domínio Poço Redondo-Marancó subdivide-se em duas unidades: Unidade Marancó e unidade Poço Redondo. Principais *inliers* de embasamento: JPD-Domo Jirau do Ponciano; SD-Domo Simão Dias e ID- Domo Itabaiana (adaptado de D'el-Rey Silva, 1999 e acrescido das informações de Oliveira et.al., 2015).

Tabela 2.1: Evolução estrutural da Faixa Sergipana sintetizada em 4 fases de deformação (D), segundo a maioria dos autores. As melhores exposições das estruturas encontram-se nos Domínios Vaza-Barris e Macururé, além dos embasamentos Itabaiana e Simão Dias. Nesta tabela são resumidos os principais episódios de deformação na Faixa Sergipana relacionados à Orogenia Brasileira (Oliveira et.,2006,2010,2015; D’el-Rey Silva, 1992,1999).

Fase D_n	Estruturas pretéritas do embasamento gnáissico-migmatítico. Seriam estruturas remanescentes de evento deformacional Pré-Brasiliano?
Fase D_1	Caracteriza-se por <i>nappes</i> e empurrões com vergência para sul. Transporta as rochas metassedimentares dos domínios Macururé, Vaza Barris e Estância sobre o Cráton de São Francisco.
Fase D_2	Criada por reativação da fase D_1 e associa-se com regime transpressivo.
Fase D_3	Expressa-se pelo caráter dúctil-rúptil

Tabela 2.2: As principais idades geocronológicas das sequências metassedimentares dos domínios tectônicos da Faixa Sergipana encontram-se resumidas abaixo:

DOMÍNIO	UNIDADES/GRUPOS/FORMAÇÕES	IDADES OBTIDAS/ RÊNCIAS	REFE- RÊNCIAS	AMBIENTES TECTÔNICOS PROPOS- TOS / REFERÊNCIAS
----------------	----------------------------------	------------------------------------	--------------------------	---

CANINDÉ	Garrote	U-Pb SHRIMP (995, 714, 625-	Ofiolito (Silva Filho, 1976).
	Novo Gosto	629Ma) Nascimento et.al.,2005;	Magmatismo intracontinental (Oliveira e Tar-
	Gentileza	Oliveira et al., 2015	ney,1990).
	Complexo Gabroico		Arco vulcânico (Jardim de Sá et al.,1976; Silva Filho,1998). <i>Rift</i> evoluindo a bacia oceânica (Oliveira et al.,2010, 2015).
POÇO REDONDO- MARANCÓ	Poço Redondo-Marancó	U-Pb SHRIMP e TIMS (1000, 980, 960, 952, 602, 603 Ma) Oliveira et. al., 2006,2010; Car- valho 2005.	Arco intraoceânico (Silva Filho,1998). Ambiente de <i>Forearc</i> (Carvalho, 2005). Margem continental (Oliveira et al.,2015).
MACURURÉ	Macururé	U-Pb SHRIMP (2000, 1100, 980, 950 Ma) Oliveira et.al. 2005, 2006, 2010.	Ambiente profundo (Davison e Santos, 1989). Sequência <i>Flysch</i> (Jardim de Sá et al., 1992). Bacia de <i>Forearc</i> (Carvalho, 2005). Margem continental (Oliveira et al.,2015)

VAZA BARRIS	Grupos: Miaba, Simão Dias e Vaza Barris	U-Pb SHRIMP (2140, 1036, 754 Ma) Oliveira et.al, 2005, 2006.	Metaturbidito (<i>flysch</i>) associado a exumação de rochas vulcânicas e metamórficas das faixas orogênicas (Jardim de Sá et al.1986). Margem passiva (Oliveira et al.,2015)
ESTÂNCIA	Formações: Juetê, Acauã, Lagarto e Palmares	U-Pb SHRIMP (980, 600 570, Ma) Oliveira et.al., 2005;2006.	Bacia de <i>Foreland</i> (Brito Neves et al. 1977; Silva Filho et al. 1978) Margem passiva (Oliveira et al.,2015).

2.2.4- Faixa Rio Preto

A Faixa Rio Preto é um cinturão de dobramentos Brasileiro/Pan-Africano e localiza-se no extremo oeste da Província Borborema (PB) bordejando o noroeste do Cráton do São Francisco. Constitui uma sequência metassedimentar composta por xisto, anfíbolito, quartzito, metadiamicrito, metaturbidito e metagrauvaca. Na década de 70, as rochas metassedimentares do vale do Rio Preto foram definidas como Grupo Rio Preto sobreposto ao Grupo Chapada Diamantina e sotoposto ao Grupo Bambuí (Uhlein et al., 2011). O embasamento da Faixa Rio Preto compreende o Complexo Cristalândia a norte com ortogneisses e anfíbolitos. Isócronas Rb-Sr nessas rochas deram 2.1 Ga e K-Ar em biotita deu 540 Ma (Egydio-Silva, 1987).

Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2.6 e 2.8 Ga sugere participação de crosta oceânica (Caxito, 2010). A Faixa Rio Preto é composta pela Formação Formosa constituída por mica xisto, paragneisse e anfíbolito e a Formação Canabrinha com participação de rochas metassedimentares distais. A formação Formosa apresenta indícios de metamorfismo de fácies xisto verde a epidoto-anfíbolito. Contribuições litoestratigráficas foram dadas por Jardim de Sá e Hackspacher (1980), Egydio-Silva (1987), Caxito (2010, 2013), Caxito et al. (2014) a fim de definir o contexto litotectônico durante a evolução da Província Borborema.

Baseado em dados litoquímicos, litoestratigráficos e geocronológicos, um ciclo de episódios tectônicos foram propostos para evolução geodinâmica da Faixa Rio Preto no contexto da Província Borborema por Caxito et al. (2016, 2017).

I) fase *rift* no período de 900-820Ma; II) fase *drift* em torno de 830-620Ma, III) fase convergente de 630-620 Ma caracterizada pela subdução na PB, IV) a fase colisional em 620-590 registrada pela colisão do bloco Pernambuco-Alagoas com o Cráton do São Francisco e, por último, V) fase de escape tectônico lateral 590-530Ma. Essas fases registram um ciclo tectônico completo nesta Faixa. Baseado em dados isotópicos e geocronológicos Caxito (2013), em tese de doutorado, sugere que a Formação Formosa seja parte do embasamento da Faixa Rio Preto enquanto a Formação Canabrinha represente a sedimentação Neoproterozoica na bacia precursora.

2.3. Referências

Accioly, A. C.A., Santos, C. A., Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Rodrigues, J. B., McCreath, I., 2010. Geochronology and geochemistry of the meta-volcanic rocks from Riacho do Tigre complex, Borborema province - northeastern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 7, Brasília. Proceedings. Brasília. p. 13-16.

Allard, G.O e Hurst, V.J., 1969. Brazil-Gabon geologic link supports continental drifts. *Science*, 163, p. 528-532.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 18, p.1-29.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck H.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas, Boletim 6, p.363-391.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim IG/USP*, 7: p. 45-80.

Amorim, J.L., Torres, H.H.F. Silva Filho, M.A., 1993. O Complexo de embasamento da Faixa Sergipana na região de Jirau do Ponciano (AL): Estratigrafia, evolução tectono-metamórfica e potencialidade metalogenética. XV Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, p. 240-242.

Angelim, L.A.A, Kosin, M., 2001 (Org.). Folha Aracaju – NW. Nota Explicativa. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, CD-Rom.

Angelim, L.A.A., 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100000 Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.

Brito, M.F.L., Mendes, V.A., Paiva, I.P., 2008. Caracterização petrográfica e litoquímica das metamáficas do Complexo Araticum, Domínio Canindé, sistema de dobramentos sergipano, NE do Brasil. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, Anais do 44 CBG, CD-ROM.

Brito, M.F.L., Mendes, V.A., Paiva, I.P., Wanderley, A.A., Medeiros, V.C., 2007. Aspectos de campo e petrográficos das rochas metassedimentares do Complexo Araticum, Domínio Canindé-Marancó, Sistema de Dobramentos Sergipano. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 22, Natal, *Boletim*, 2:p.192.

Brito Neves, B. B, Santos, E.J, Fuck, R.A, Santos, L.C.M.L., 2016. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. *Braz. J. Geol.* [online]. vol.46, n.4, p.491-508.

Brito Neves, B.B, Van Schmus, W.R, Angelim, L.A.A., 2015. Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal - PE, BA, PI. *Geologia USP. Série científica*, São Paulo, p. 57-93.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: CORDANI, U. G. *Tectonic evolution of the South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 151-182.

Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): p. 279-296.

Brito Neves, B.B and Cordani U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v.53, n.1-2, p.23-40.

Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Rand, H.M., Manso, V.V., 1982. The Pernambuco–Alagoas Massif, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 12, p. 240–250.

Brito Neves, B.B., Sial, A. N., Albuquerque, J. P. T., 1977. Vergência centrífuga residual no sistema de Dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2), p. 102-114.

Brito Neves, B.B., 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, USP, 198 p.

Brito, M.F.L, Mendes, V. A., 2011. Compartimentação Tectônica da Folha Arapiraca. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Cuiabá, Mato Grosso. p. 286-289.

Brito, M.F.L.,Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., 2009. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução na interface dos domínios Sergipano e Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 39, p. 324-337.

Campos Neto, MC; Bittar, S.M.B., Brito Neves, B.B. 1994. Domínio tectônico do Rio Pajeú-Província Borborema: orogêneses superpostas no Ciclo Brasília-no/Pan-Africano. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos expandidos*. Balneário Camboriú, SBG, v.1, p.221-222.

Campos Neto, M. C. and Brito Neves, B.B., 1987. Considerações sobre a organização e Geometria do Sistema de Dobramentos Sergipano In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 1°. Salvador, 1987. *Boletim*, Salvador, SBG. p. 90-93.

Carvalho M.J. 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na Faixa Sergipana, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 175p.

Cawood P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69, p. 249–279.

Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E., Stevenson R., Egydio-Silva M., Salgado S.S. 2017. The Rio Preto and Riacho do Pontal belts. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmin F.F. (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. p. 221-239.

Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Salgado, S.S., Dussin, I.A., Sial, A.N., 2016. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research*, 282: p. 97-120.

Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Pedrosa-Soares, A.C., 2015. Orosirian (ca. 1.96 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Craton margin: Petrography, geochemistry and geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 59: p. 95-111

Caxito, F.A., Uhlein A., Dantas E. L., 2014. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000–960Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, p. 12-27.

Caxito, F.A e Uhlein, A., 2013. Arcabouço tectônico e estratigráfico da Faixa Riacho do Pontal, divisa Pernambuco-Piauí-Bahia. *Geonomos*, 21(2), p.19-37.

Caxito, F.A., 2013. Geotectônica e evolução crustal das Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Doutorado, 288 p.

Caxito, F.A., 2010. Evolução tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia/Sul do Piauí. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. 151p.

Coney, P.J, Jones, D.L, Monger, J.W.H., 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288: p. 329-333.

Cordani, U.G., 1973. Evolução Geológica Pré-cambriana da Faixa Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. São Paulo. Tese de Doutorado, São Paulo, IG/USP, 80 p.

Cruz R.F., Pimentel M.M., Accioly A.C.A., 2015. Provenance of metasedimentary rocks of the western Pernambuco-Alagoas domain: contribution to understand the Neoproterozoic tectonic evolution of the southern Borborema Province. *Journal of South American Earth Sciences* 58, p. 82-99.

D'el-Rey Silva, L.J.H., Dantas, E.L., Teixeira, J.B.G., Laux, J.H., Da Silva M.D.G., 2007. U-Pb and Sm-Nd geochronology of amphibolites from the Curaçá Belt, São Francisco Cráton, Brazil. *Gondwana Research*, 12: p. 454-467.

D'el-Rey Silva, L.J. H., 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano crátons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, p. 453-470.

D'el-Rey Silva, L.J. H., 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Rev. Bras. Geociências*. 25, p. 315-332.

D'el-Rey Silva, L.J.H., 1992. Tectonic evolution of the southern part of the Sergipano Fold Belt, northeastern Brazil. Unpublished PhD Thesis, Royal Holloway University of London, 257p.

Davison, I., 1987. Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1°. Salvador. Boletim, Salvador, SBG. p. 87-89.

Davison, I e Santos R. A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, 45, p. 319-342.

Egydio-Silva, M., 1987. O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. São Paulo. 95p.

Gava, A., Montes, A. S. L., Oliveira, E. P., 1984. Granitos alcalinos no sudeste do Piauí. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, Anais, p. 2767-2786.

Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Truow, R.A.J., Passchier, C.W., 2007. A Damaran perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society of London Special Publication*.p.1-43.

Howell, D. G., 1995. Principles of terrane analysis. New application for global tectonics. Chapman Hall. 245p.

Humphrey, F.L e Allard G.O. 1969. Geologia do domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do geosinclinal de Propriá, um elemento tectônico recém reconhecido no escudo brasileiro. Petrobras, CENPES, Rio de Janeiro, 104p

Humphrey, F.L., Allard, G.O., 1968. The Propriá Geosyncline, a newly recognized Precambrian tectonic province in the Brazilian shield. XXIII International Geological Congress, Praga ,4, p. 123–139.

Jardim de Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804p.

Jardim de Sá, E.F e Hackspacher, P.C., 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Balneário Camboriú, Anais, 5: p. 2719-2731.

Jardim de Sá, E.F., Fuck, R.A., Macedo, M.H.F.,Kawashita, K.,1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista brasileira de Geociências*,22(4): p. 472-480.

Jardim de Sá, E.F., Moraes, J.A.C, Del-Rey Silva, L.J.H., 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Goiás, 1986. Anais. Goiás, SBG. v. 3, p. 1246-1259.

Jardim de Sá E.F, McReath I., Brito Neves B. B., Bartels, R. L. 1976. Novos dados geocronológicos sobre o Cráton do São Francisco no Estado da Bahia. XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto: SBG. v. 5, p. 186-204.

Jones, L.D., COZ, A., Coney, P., Beck, M.,1982. The Growth of Western North American. In: Moores, E. (ed) 1990. Shaping the Earth – Tectonics of Continents and Oceans. 11, Chapman and Hall, p.156-176.

Lawver, L. A., L. M. Gahagan, I. W. D. Dalziel., 1998. A tight fit-Early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective, Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 53, p. 214–229.

Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., Dewaele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., LU, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. Precambrian Res. 160, p.179-210.

Marimom, M.P.C. 1990. Petrologia e litogeoquímica da sequência plutonovulcanossedimentar do Brejo Seco, município de São João do Piauí. Dissertação de Mestrado. Salvador: Instituto de Geociências, UFBA, 102p.

Medeiros, V.C., 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó- Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.

Medeiros, V. C., 2000. Aracaju NE: Folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, PLGB. CD-ROM

Medeiros, V. C e Santos, E. J., 1998. Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brasil.

Meert, J.G.,2012. What's in a name? The Columbia (Palaeopangea/Nuna) Supercontinent. Gondwana Research 21. p. 987-993.

Meert, J.G, Liemberman, B.S., 2008. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian Radiation. Gondwana Research, 14, p.5-21.

Meert, J.G., 2003. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. Tectonophysics 362, p.1–40.

Neves S.P., Bruguier O., Silva J.M.R., Mariano G., Da Silva Filho, A.F., Teixeira C.M.L., 2015a. From extension to shortening: dating the onset of the Brasiliano Orogeny 65

in eastern Borborema Province (NE Brazil *Journal of South American Earth Sciences* 58, p.238-256.

Neves, S.P., Lages, G.A., Brasilino, R.G., Miranda, A.W.A., 2015b. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *J. South American Earth Science*, 58. P.165-187.

Neves, S. P., Bruguier, O., Silva, J. M. R., Bosch, D., Alcantara, V. C., Lima C. M., 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, 175, p. 187-205.

Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 285-297.

Neves, S. P., Bruguier, O, Vauchez, A, Bosch, D, Silva, J.M.R, Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149:197-216.

Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *Int. Geol. Rev.* 46, 52e 63.

Neves, S.P., Coelho, V.A., 2010. Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 29, p. 498-511.

Neves, S.P e Mariano, G., 1999. Accessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1369-1383.

Neves, S.P e Mariano, G., 1997. High-K calc-alkalic plutons in NE Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema province. *International Geology Review*, v. 39, p. 621-638.

Neves, S.P e Mariano, G. 2001. Província Borborema: orógeno acrescionário ou intracontinental? *Estudos Geológicos*, v. 11, p. 26-36.

Oliveira, E.P. e Tarney, J., 1990. The Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe foldbelt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 3 (2/3), 125-140.

Oliveira, E.P., Mcnaughton, N., Windley, B.F., Carvalho, M. J., Nascimento, R. da Silva., 2015. Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sed-

iment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: from early passive margins to late foreland basins. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 662, p. 183-194.

Oliveira, E.P., Bueno, J. F., Mcnaughton, N.J., Silva Filho, A.F., Nascimento, R.S., Donatti-Filho, J. P., 2014. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 257-280.

Oliveira, E.P, Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana Precambrian Res. 181, 64 e 84.

Oliveira, E.P., Toteu, S. F., Araújo M. J., Carvalho, M. J., Nascimento, R. S., Bueno, J. F., Mcnaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, p. 470-478.

Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J., 2008. West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region, Geological Society, London, Special Publications, 294, 430 p.

Salgado, S.S., Ferreira Filho, C.F., Uhlein A., Caxito F. A., 2014. Geologia, estratigrafia e petrografia do Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho Do Pontal, sudeste do Piauí. *Geonomos*, v. 22, p. 10-21.

Santos, E.J., 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE - SC.24-X (escala 1:500.000). Brasília, CPRM, p.3-7.

Santos, E.J., 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A, escala 1:250.000. Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Brasília, CPRM, 1 CD-ROM.

Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39º, Salvador, Anais, 6:47-50.

Santos, E. J., 1995. O Complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219p.

Santos, E. J., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1):61-76.

Santos, E. J., Nutman, A. P., Brito Neves, B.B., 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo (SP), v. 4, p. 1-12.

Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Oliveira, R.G., Medeiros, V.C., 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. Proceedings, in CD-ROM.

Santos, E.J e Medeiros, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 73-84.

Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Vidotti, R.M., Cawood, P.A., Santos, E.J., Fuck, R.A., Lima, H.M., 2017. Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, v.103, p.167-184.

Santos, L.C.M.L., Fuck, R.A., Santos, E.J., Dantas E.L., 2014. Análise tectônica de terrenos: Metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplos das Províncias Borborema e Tocantins, Brasil. *Geonomos*, v.22,:p.51-63

Schobbenhaus, C.,1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, escala 1:2.500.000, Brasília, DNPM, 501p.

Shackleton, R.M., 1996. The final collision zone between east and west Gondwana: Where is it? *Journal of African Earth Sciences* 23, 271-287.

Silva Filho, M.A, Torres, H.H.F., 2002. A new interpretation on the Sergipano Belt Domain, *Academia Brasileira de Ciências, Anais*, 74(3):556-557.

Silva Filho, M.A., 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: seqüências orogênicas mesoproterozóicas. *Anais 40º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, Minas Gerais, p. 16.

Silva Filho, M.A., Bomfim, L.F.C., Santos, R.A., 1978. A geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, Anais, p. 2464-2477.

Silva Filho, A. F., Guimaraes, I. P. Schmus, W. R. V., 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd Isotopic Data from Neoproterozoic Granitoids. *Gondwana Research, Japão*, v. 5, n.2, p. 409-422.

Silva Filho, A.F., Guimaraes, I.P., Santos, L. Armstrong, R Van Schmus, W.R., 2016. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 27, p. 1-70.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Schmus, W.R.V., 2000. High-K calcalkaline granitoids of 983 ca. 1.Ga TDM along the limit PE-AL massif/Sergipano fold belt, NE Brazil: a Mesoproterozoic 984 plate? *Revista Brasileira de Geociências* 30, 182–185.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Lyra de Brito, M. F., Pimentel, M. M., 1997. Geochemical signatures of the main Neoproterozoic late tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano fold belt, NE Brazil and its significance for the Brasiliano orogeny. *International Geology Review*, 39, 639–659.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Sampaio, M.A, Luna, E. B. A., 1996. A super suite de granitóides ricos em K Neoproterozóicos tardi a pós- tectônicos da parte sul do Maciço PE-AL; magmatismo intraplaca? In: Congresso Brasileiro de Geologia 39, Salvador, Resumos Expandidos, 6. Sociedade Brasileira de Geologia, 318–320.

Silva Filho, M.A e Brito Neves, B.B., 1979. O sistema de dobramentos Sergipano no nordeste da Bahia. *Revista SME/SGM, Série Geologia e Recursos Minerais da Bahia, Textos Basicos*, 203-214.

Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Noce, C. M., 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuai com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental. *Geonomos*, 19, 180-197.

Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R., Armstrong, R., 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Aracuaí Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, 13:527-537.

Siqueira Filho, J., 1967. Geologia da folha Jutaí-Pernambuco, Divisão de Geologia, Série Geologia Regional 7. SUDENE, Recife, 58p.

Squire, R.J., Campbell, I.H., Allen, C.M., Wilson, C.J.L., 2006. Did the Transgondwanan supermountain trigger the explosive radiation of animals on Earth? *Earth and Planetary Science Letters* 250, 116–133.

Torquato, J.R., 1974. Geologia do Sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutorado, USP, São Paulo, 243p.

Toteu, F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U - Pb and Sm - Nd data from north - central Cameroon and its bearing on the pre - Pan African history of Central Africa. *Precambrian Research*, v. 108, p. 45-73.

Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82, 101–112.

Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Balkema, Rotterdam, 350 p.

Uhlein, A., Caxito, F.A., Egydio-Silva, M., Barbosa, J., 2011. As faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal. In: Barbosa J. et al. (eds), *Geologia da Bahia, Capítulo IX*.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:267-288.

Van Schmus, W. R., Fette, A. H., Brito Neves, B. B. Williams, I. S., 1999. Ages of detrital zircon populations from Neoproterozoic supracrustal units in NE Brazil: Implications for assembly of West Gondwanaland. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 31, A-299.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye J., Guimarães I.P., 2008. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 66-69.

Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, p. 227-252.

Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, M., Corsini M., Egydio Silva M, Arthaud, M.H, Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:247-266.

Veevers, J.J., 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews* 68, 1–132.

Yoshida, M., 1995. Assembly of east Gondwana during the Mesoproterozoic and its rejuvenation during the Pan-African period. *Geological Society of India Memoirs* 34, 22–45.

3. ARTIGO CIENTÍFICO 1:

ANÁLISE TECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DA FAIXA SERGIPANA, PROVÍNCIA BORBOREMA: DUPLA VERGÊNCIA EM RESPOSTA A COLISÃO OBLÍQUA ENTRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E O TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS

TECTONIC ANALYSIS OF THE NORTHEAST SERGIPANO BELT, BORBOREMA PROVINCE: DOUBLE VERGENCE IN RESPONSE TO OBLIQUE COLLISION BETWEEN THE SÃO FRANCISCO CRATON AND PERNAMBUCO-ALAGOAS TERRANE

Artigo aceito em 2017 para publicação no periódico GEONOMOS/UFMG

Haroldo Monteiro Lima¹, Márcio Martins Pimentel², Lauro Cezar Montefalco de Lira Santos³, Vanildo Almeida Mendes⁴

^(1,2) Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC, Ala Central, CEP 70919-970, Brasília, DF, Brasil e-mail: haroldomlima@gmail.com. ⁽³⁾ Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Mineração e Geologia, Av. Aprígio Veloso, 882, Bloco BY, Bodocongó, CEP 58109-970 Campina Grande, PB, Brasil e-mail: lauromontefalco@gmail.com. ⁽⁴⁾ Serviço Geológico do Brasil, CPRM-SUREG, Avenida Sul, 2291, CEP 50770-011, Recife, PE, Brasil e-mail: vanildo.mendes@cprm.gov.br

RESUMO

Estruturas de dupla vergência são reconhecidas em cinturões orogênicos pré-cambrianos e fanerozoicos em resposta à partição da deformação entre componentes contracionais e transcorrentes em zonas transpressionais. A Faixa Sergipana é um importante segmento crustal localizado no sul da Província Borborema, NE do Brasil. Análise cinemática e geométrica em escala meso e microscópica realizadas na porção nordeste da Faixa Sergipana revelou a existência de quatro fases deformacionais: D_n , D_1 , D_2 e D_3 que resultaram em inversão de trans-

porte tectônico e imbricamento de complexos metavulcanosedimentares abundantes na região. O Domo Jirau do Ponciano representa o embasamento gnáissico migmatítico que preserva a trama mais antiga D_n . As fases posteriores (D_1 e D_2) representam tectônica contracional manifestada pelas zonas de cisalhamento de Jacaré dos Homens, Belo Monte-Jeremoabo e Palmeira dos Índios, e transcorrente/transpressional, respectivamente. Todo esse conjunto foi deformado por último por um episódio rúptil-dúctil (D_3) responsável pela formação de fraturas, falhas e brechas de falhas. A combinação de dados estruturais e análise litoestratigráfica sugere que este arcabouço deve ter se desenvolvido em episódios contracionais distintos e retrabalhados durante o final do Neoproterozoico em resposta à colisão oblíqua entre o Terreno Pernambuco-Alagoas e o Cráton do São Francisco.

Palavras-Chaves: Cinturões orogênicos, dupla vergência, Faixa Sergipana

ABSTRACT

Double-vergent structures are recognized in Precambrian and Phanerozoic orogenic belts due strain partitioning in thrust and transcurrent components in transpressional sites. The Sergipano Fold Belt is an important crustal segment, located in the southern Borborema Province, NE Brazil. Meso and microscopic kinematic and geometric analysis in the northeastern portion of the Sergipano Fold Belt revealed the presence of four deformation stages (D_n , D_1 , D_2 e D_3). They resulted in inversion of tectonic vergence and imbrication of the metavolcanosedimentary sequences. The Jirau do Ponciano Dome represents the gneissic-migmatitic basement, preserving the older fabric. The later stages (D_1 and D_2), corresponds to thrust tectonics, represented by the Jacaré dos Homens, Belo Monte-Jeremoabo and Palmeira dos Índios shear zones and the transcurrent/transpressional stage, respectively. All this set is later affected by a ductile-brittle phase (D_3), responsible for fractures, faults and formation of breccias. The integration of the obtained data suggest that the area framework was developed in distinct contractional episodes and reworked in the Late Neoproterozoic, in response to oblique collision between the Pernambuco-Alagoas terrane/block and the São Francisco Craton.

Key-Words: Orogenic belts, double vergence, Sergipano belt

3.1. Introdução

Estruturas de dupla vergência em faixas de dobramento tem incitado trabalhos empíricos e experimentais com objetivo de compreender sua origem tectônica, que é ainda considerada controversa. A combinação de modelos matemáticos de laboratório associados a evidências de campo, especialmente em cinturões orogênicos Fanerozoicos, tem buscado interpretar a arquitetura e cinemática de zonas de empurrão com estruturas deste tipo (Molnar e Tapponnier, 1977).

Geralmente, o desenvolvimento de zonas de cisalhamento relacionadas a este cenário possui forte componente de encurtamento, sendo associado a eventos de colisão continental (Davy e Cobbold, 1988; Willet et al., 1993; McClay et al., 2004; McClay e Whitehouse, 2004).

Na região que abrange o município de Batalha, estado de Alagoas (NE da Faixa Sergipana da Província Borborema), ocorrem estruturas com cinemática complexa, envolvendo escamas de empurrão, zonas transpressionais e estruturas transcorrentes.

Tal estruturação é ainda pouco compreendida do ponto de vista tectônico. Apesar da escassez de boas exposições, o entendimento da origem de tais estruturas é particularmente importante, uma vez que estão associadas ao limite entre a Faixa Sergipana (FS) e o Terreno Pernambuco Alagoas (PEAL). Correlações litológicas, estruturais e isotópicas sugerem que a Faixa Sergipana apresenta continuidade pela Faixa Yaoundé, Camarões, África (Oliveira et al., 2006). Esta Faixa é interpretada como resultado de esforços concebidos por sistema de empurrões de vergência para sul e retro-empurrões para norte, reflexo da convergência entre a Província Borborema (PB), a norte, e o Cráton do São Francisco, a sul, durante o evento Brasileiro/Pan-Africano (Brito Neves et al., 1977a; Davison, 1987). O objetivo deste trabalho é a partir da integração de fotografias aéreas e imagens de satélite com análise meso a microscópica das principais estruturas da região, construir a sequência de eventos deformacionais que atuaram na região, especialmente propondo um modelo para geração dos empurrões caracterizados por dupla vergência e seu significado para a evolução tectônica da FS.

3.2. Contexto geológico da porção nordeste da Faixa Sergipana

A Província Borborema apresenta compartimentação estrutural desenvolvida pelo evento orogênico Brasileiro/Pan-Africano (650-530Ma) responsável pela acreção e amalgamação de blocos crustais durante o Neoproterozoico no Nordeste do Brasil (Almeida et al., 1981; Santos e Medeiros, 1999; Fetter et al., 2000; Brito Neves et al., 2000; 2014). Ela pode ser dividida em cinco subprovíncias tectônicas: Médio-Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Transversal e Meridional (Van Schmus et al., 1995, 2008, 2011 Fig 3.1a). A Subprovíncia Meridional é constituída pelos terrenos Pernambuco-Alagoas, Riacho do Pontal e Faixa Sergipana, sendo a área de trabalho inserida na porção NE desta última (Fig 3.1b). A Faixa Sergipana é limitada por zonas de cisalhamento de empurrão com vergência variável entre o Cráton do São Francisco e o Terreno Pernambuco-Alagoas (Brito Neves et al., 1977b; Davison, 1987, D'el-Rey Silva, 1999).

Nas adjacências do município de Batalha, o limite desta faixa com o Terreno Pernambuco-Alagoas não é claro, principalmente em função da transposição e interferência de diversas estruturas mais jovens. Regionalmente, a FS pode ser dividida em cinco domínios litoestruturais separados por extensas zonas de cisalhamento tangenciais: Domínio Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Davison e Santos, 1989; Carvalho, 2005; Oliveira et al., 2010). Tais domínios compõem sequências que variam entre rochas metassedimentares a metavulcânicas, poliderformadas, com ampla exposição de intrusões graníticas sin a pós-colisionais Neoproterozoicas (Oliveira et al., 2014). O grau metamórfico na FS apresenta variações com diminuição para o sul, até o Cráton do São Francisco. Por exemplo, nas rochas metassedimentares dos Domínios Estância e Vaza-Barris, o grau metamórfico é menor, variando de anquimetamorfismo a fácies xisto verde, conservando estruturas do protólito. As sequências metavulcanossedimentares posicionadas mais ao norte como as dos Domínios Macururé, Poço Redondo-Marancó e Canindé, mostram grau metamórfico mais elevado chegando a fácies anfíbolito.

Neste trabalho, consideramos a área de estudo como prolongamento do Domínio Macururé a norte, como descrevem Oliveira et al. (2010). Entretanto, outros autores baseados em trabalhos de campo definem essa região como Domínio Rio Coruripe ou Sul-Alagoas (D'el-Rey Silva, 1999; Silva Filho e Torres, 2002). O Domínio Macururé é composto por rochas metavulcanossedimentares representadas por micaxistos, metagrauvascas, gnaisses e migmati-

tos, lentes de anfibolitos, rochas metaultramáficas, quartzitos, mármore e significativas intrusões graníticas (Bueno et al., 2008). Na área de estudo ocorrem os Complexos Araticum, Arapiraca, Nicolau-Campo Grande, Domo Jirau do Ponciano, Grupo Macururé e intrusões graníticas neoproterozoicas do Batólito Águas Belas-Canindé, PEAL. O Complexo Araticum é definido por rochas metavulcanossedimentares associadas a lentes de mármore, quartzitos, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e *sheets* de leucogranitos.

O Complexo Arapiraca é formado por micaxistos, paragneisses, lentes de anfibolitos, quartzitos e intrusões máficas-ultramáficas mineralizadas em Fe, e diferencia-se do Araticum pela ausência de lentes de mármore. Xistos dos complexos supracitados apresentam paragênese típica de fácies anfibolito composta por hornblenda, biotita, plagioclásio, granada e sillimanita. O Complexo Nicolau-Campo Grande é uma sequência metavulcanossedimentar composta por hornblenda paragneisses e biotita-clorita xistos associados a rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e máficas que bordejam o núcleo Jirau do Ponciano. O grupo Macururé é constituído por rochas metapelíticas com estratificação rítmica interpretadas como turbiditos de natureza flyschóide (Mendes et al., 2009).

Na área de estudo ocorrem quartzitos (Formação Santa Cruz) com contatos discordantes em relação ao Domo Jirau do Ponciano (DJP), sendo considerados a base do Domínio Macururé. O Domo Jirau do Ponciano tem forma de anticlinal e compreende ortogneisses tonalíticos a granodioríticos, migmatizados em estruturas agmatíticas representando o *basement inlier* da FS, juntamente com os Domos Simão Dias e Itabaiana. Na porção norte da área ocorrem as intrusões plutônicas ediacaranas do Terreno Pernambuco-Alagoas constituído por monzogranitos, sienogranitos e sienitos, subdiomórficos, inequigranulares a porfiríticos, representantes do batólito Águas Belas-Canindé, descritos como remanescentes de um arco continental Ediacarano (Silva Filho et al., 2016).

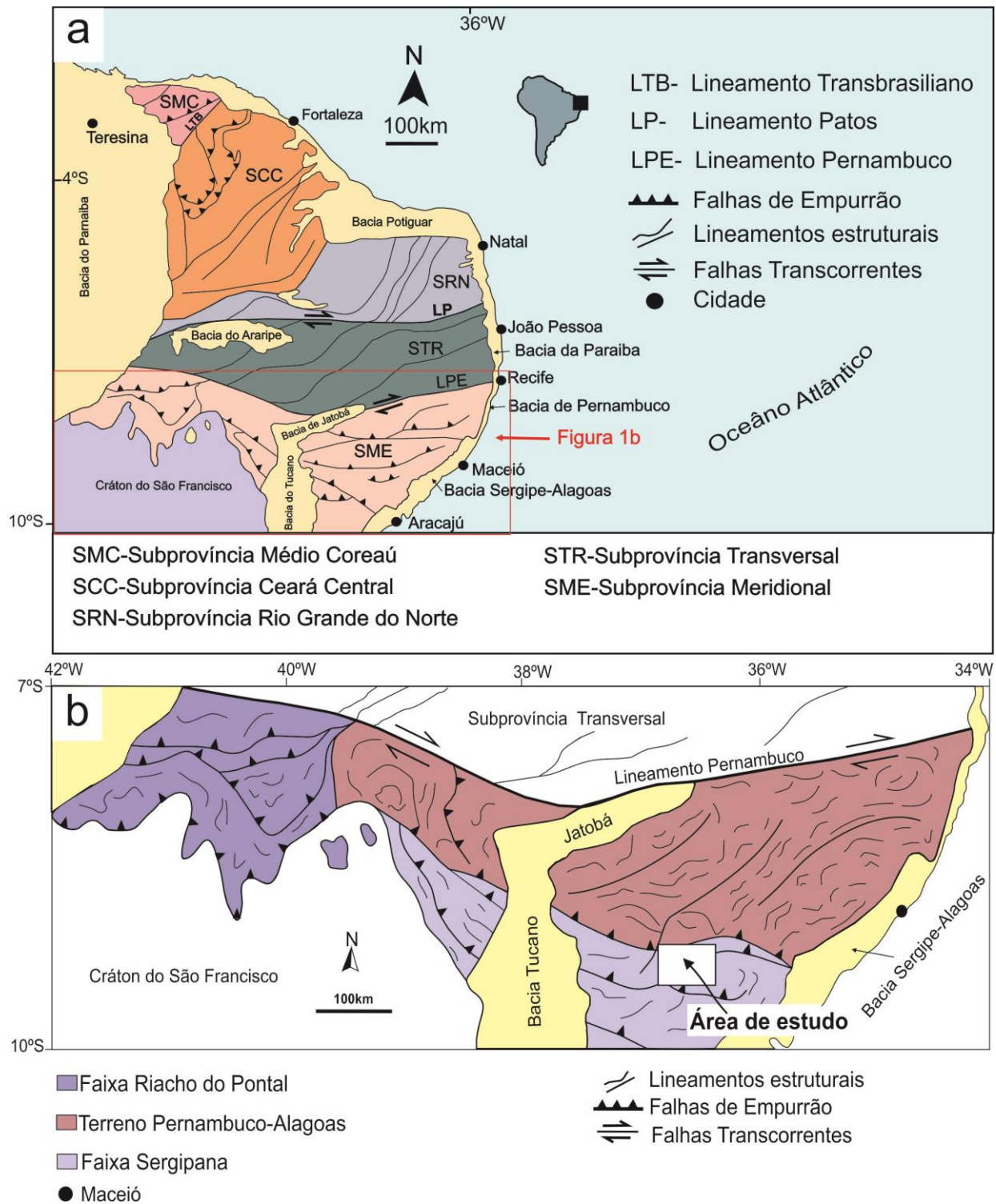


Figura 3.1: (a) Província Borborema exibindo principais subprovíncias com destaque para a área de estudo na Subprovíncia Meridional. (b) Subprovíncia Meridional com localização da área de estudo entre o Terreno Pernambuco-Alagoas e Faixa Sergipana (Modificado de Van Schmus et al., 2011).

3.3. Materiais e Métodos

Mapeamento geológico-estrutural de detalhe foi realizado para caracterização de unidades litoestratigráficas e definição das principais zonas de cisalhamento transcorrentes e contracionais da região, bem como na tentativa de definir a trama principal do embasamento Jirau do Ponciano. Foram combinadas imagens de satélite LANDSAT 8 ETM+, multiespectral e resolução espacial de 30 metros (banda 1-7 e 9) usando técnica de fusão de imagens (Fonseca, 2000), imagem de radar SRTM disponível no site <http://seamless.usgs.gov>, e mapas aeromagnéticos para traçar as principais feições estruturais (Fig. 3.2a, b,c).

3.4. Evolução Tectônica

Os principais elementos estruturais da área são materializados em zonas de cisalhamento, identificáveis nas imagens de satélite. A geometria e cinemática destas foram definidas com base em elementos planares e lineares, permitindo a definição de domínios estruturais (Fig.3.3). Os dados estruturais obtidos implicam em quatro eventos deformacionais associados aos três domínios estruturais mapeados, sendo sintetizados na Tabela 3.1.

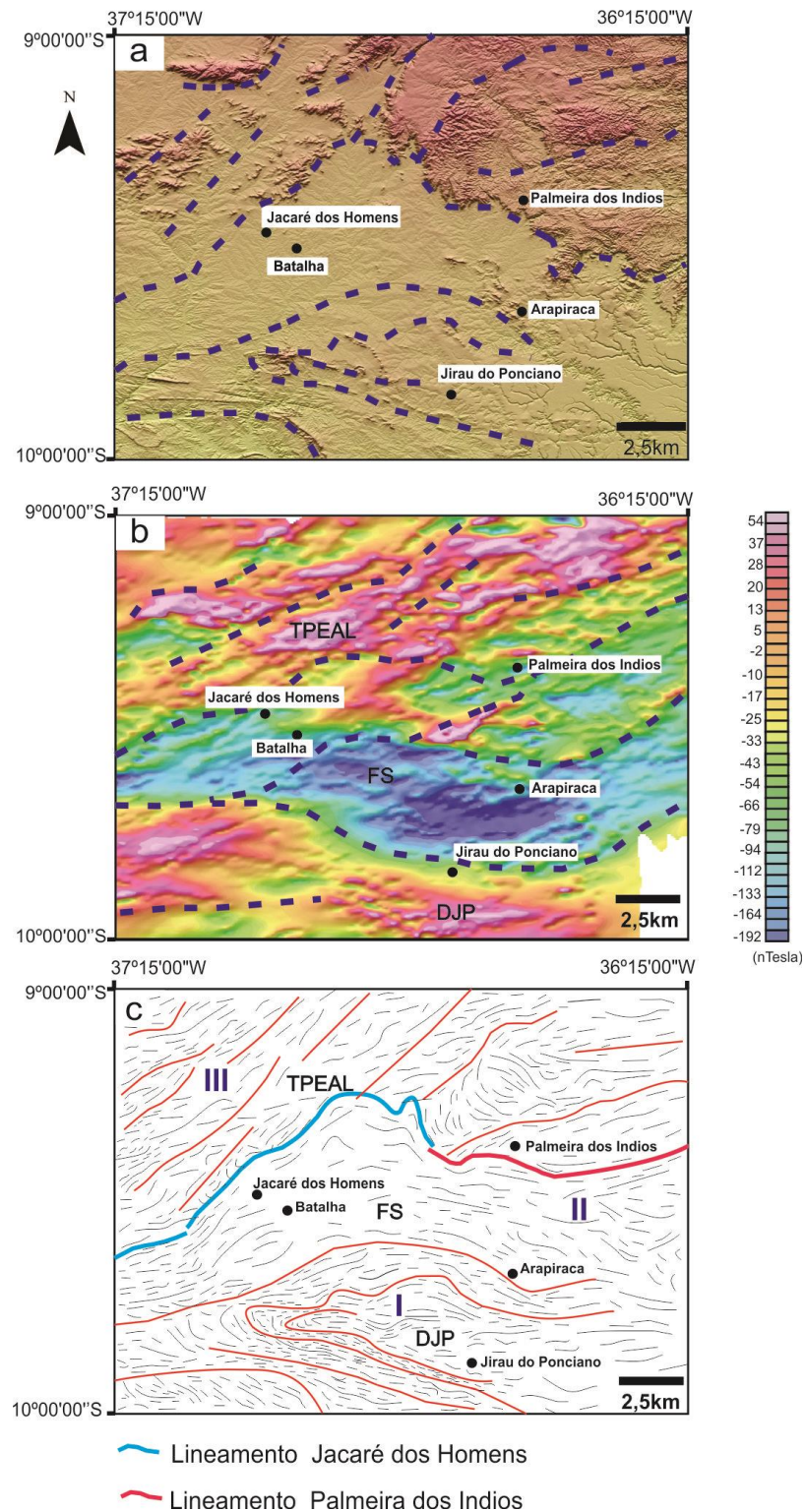


Figura 3.2: a) Imagem SRTM e b) mapa aeromagnético de campo total exibindo principais lineamentos estruturais com destaque para os lineamentos Jacaré dos Homens e Palmeira dos Índios. c) Lineamentos estruturais extraídos de fotografia aérea, mapa aeromagnético e imagem SRTM com localização dos domínios estruturais.

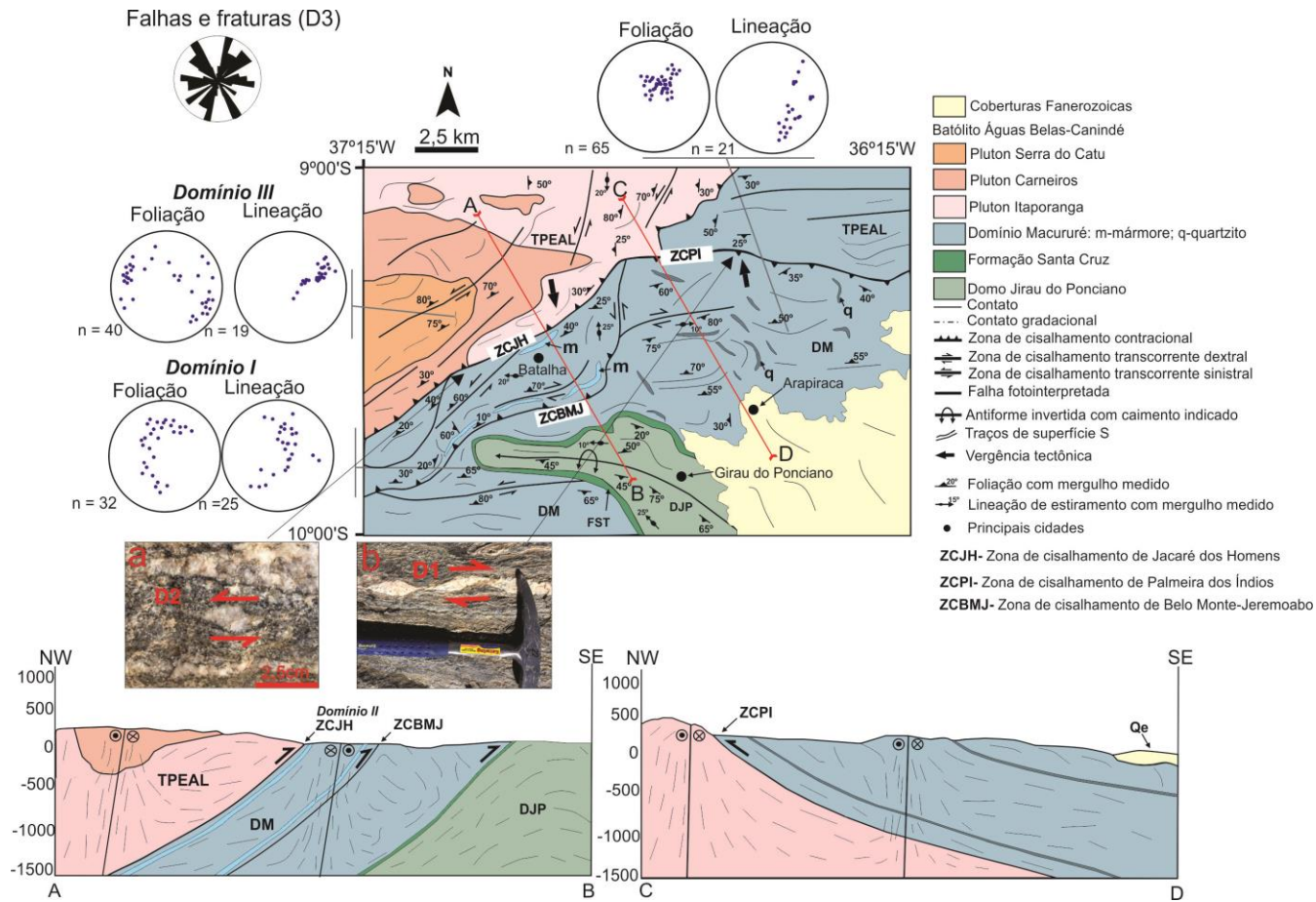


Figura.3.3: Mapa geológico e da compartimentação estrutural da área de estudo e perfil geológico. Figura a) porfiroclasto tipo σ com movimento sinistral da ZCJH. b) *Boudins* assimétricos exibindo cinemática dextral na ZCPI. Este mapa é a integração da imagem SRTM, LANDSAT 8 ETM+ e o mapa geológico da Folha SC.24-X-D Arapiraca-CPRM (Mendes et al.,2009).

O Domínio Estrutural I - compreende uma megaestrutura anticlinal invertida conhecida como Domo Jirau do Ponciano (DJP), representando embasamento Paleoproterozoico da Faixa Sergipana (D'el-Rey Silva, 1999; Oliveira et al., 2010).

O embasamento forma uma estrutura dômica composta por ortognaisses granodioríticos a tonalíticos migmatizados associados a rochas metavulcanossedimentares do Complexo Nicolau-Campo Grande com caimento de eixo para WNW e superfície axial mergulhando predominantemente para sul.

Associada a este núcleo mais antigo predomina a trama D_n , que é essencialmente dúctil e caracteriza-se por foliação penetrativa S_n impressa em ortognaisses granodioríticos a tonalíticos Paleoproterozoicos da porção internada da anticlinal invertida de Jirau do Ponciano (Fig. 3.4a). Tal foliação é paralela ao bandamento composicional S_{n-1} . Zonas de cisalhamento de baixo a alto ângulo com movimento sinistral de direção geral WNW, dobras anisopacas de estruturas complexas às vezes associadas a mobilizados migmatíticos e lineação de estiramento de baixa obliquidade são identificadas.

Dobras intrafoliais F_n são estruturas reliquiares presentes às vezes com padrão ptigmático. O Domo Jirau do Ponciano é uma dobra anticlinal com plano axial mergulhando para sul e leve inflexão para SW (Fig. 3.3). Critérios cinemáticos podem ser observados neste domínio por meio de peixes de micas, estruturas S-C em bandas de cisalhamento e porfiroclastos de feldspato e quartzo assimétrico do tipo δ .

Domínio Estrutural II- as seqüências metavulcanossedimentares do Domínio Macururé da Faixa Sergipana definem o Domínio Estrutural II. As feições mais marcantes são zonas de cisalhamento de médio a baixo ângulo de direção geral NE-SW e E-W representadas pelas zonas de cisalhamento Jacaré dos Homens (ZCJH), Palmeira dos Índios (ZCPI) e Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ). Estas estruturas marcam a fase D_1 que é superposta a fase D_n nos ortognaisses e relaciona-se ao desenvolvimento de trama planar de baixo ângulo S_1 nas rochas supracrustais (Fig. 3.4b). As zonas de cisalhamento mencionadas definem tectonitos planares que delimitam a seqüência metavulcanossedimentar Araticum composta por micaxistos, gnaisses, lentes de mármore, metamargas, quartzitos e anfibolitos com transporte geral para SSE. A leste da área destaca-se a ZCPI com transporte entre N e NNW.

As ZCJH e ZCPI são lateralmente contínuas e mostram transportes divergentes. Lineações de alta obliquidade L_{x1} e foliação de baixo ângulo S_1 são predominantes (Fig. 3.4c), porém, algumas lineações de baixa obliquidade L_{x2} e foliações oblíquas S_2 estão associadas.

No plano XZ do elipsoide, porfiroclastos de feldspatos com caudas assimétricas rotacionados tipo σ e δ (Fig.3.3a) e critérios cinemáticos do tipo S-C indicam movimento sinistral nos empurrões. Nas ZCJH e ZCBMJ os planos de foliações mergulham 10-30° para NNW e na ZCPI mergulham 8-20° para SSE. As lentes de mármore, anfibolitos e rochas calcissilicáticas apresentam uma direção geral NE-SW e foram acomodadas por movimento transcorrente da fase D₂.

A foliação S_n (Fig.3.4a) foi dobrada pela fase D₁ e dobramentos isoclinais e recumbentes fechados F₁ são característicos (Fig. 3.4d). Ainda associada a este domínio, a tectônica D₁ é transposta e dobrada por D₂. Esta apresenta caráter dúctil e caracteriza-se por movimentos transcorrentes sinistrais que reativam a tectônica tangencial e provocam movimentos transpressivos. A megainflexão e inversão da ZCJH pode estar relacionada à fase D₂. Esta fase caracteriza-se pela presença de dobras abertas isoclinais F₂ (Fig.3.4e) com eixos NNE, dobras de arrasto e formação de clivagem de crenulação em xistos. Padrões de superposição de dobras F₁ e F₂ foram observados (Fig. 3.4d). A foliação milonítica é definida pelo estiramento de minerais como quartzo, biotita e feldspato. A trama D₂ caracteriza-se por foliação de alto ângulo S₂ (Fig. 3.4f) e lineação de estiramento oblíqua L_{x2} em regiões transpressionais com rejeitos sinistrais de direção geral NE-SW. Estruturas como *boudins* rotacionados e *pinch and swell* (Fig.3.3b), peixes de micas, sigmoides associados à lineação oblíqua e dobras assimétricas foram observadas.

Boudins estão associados a flancos das grandes dobras que exibem em algumas regiões dobras parasíticas do tipo S e Z.

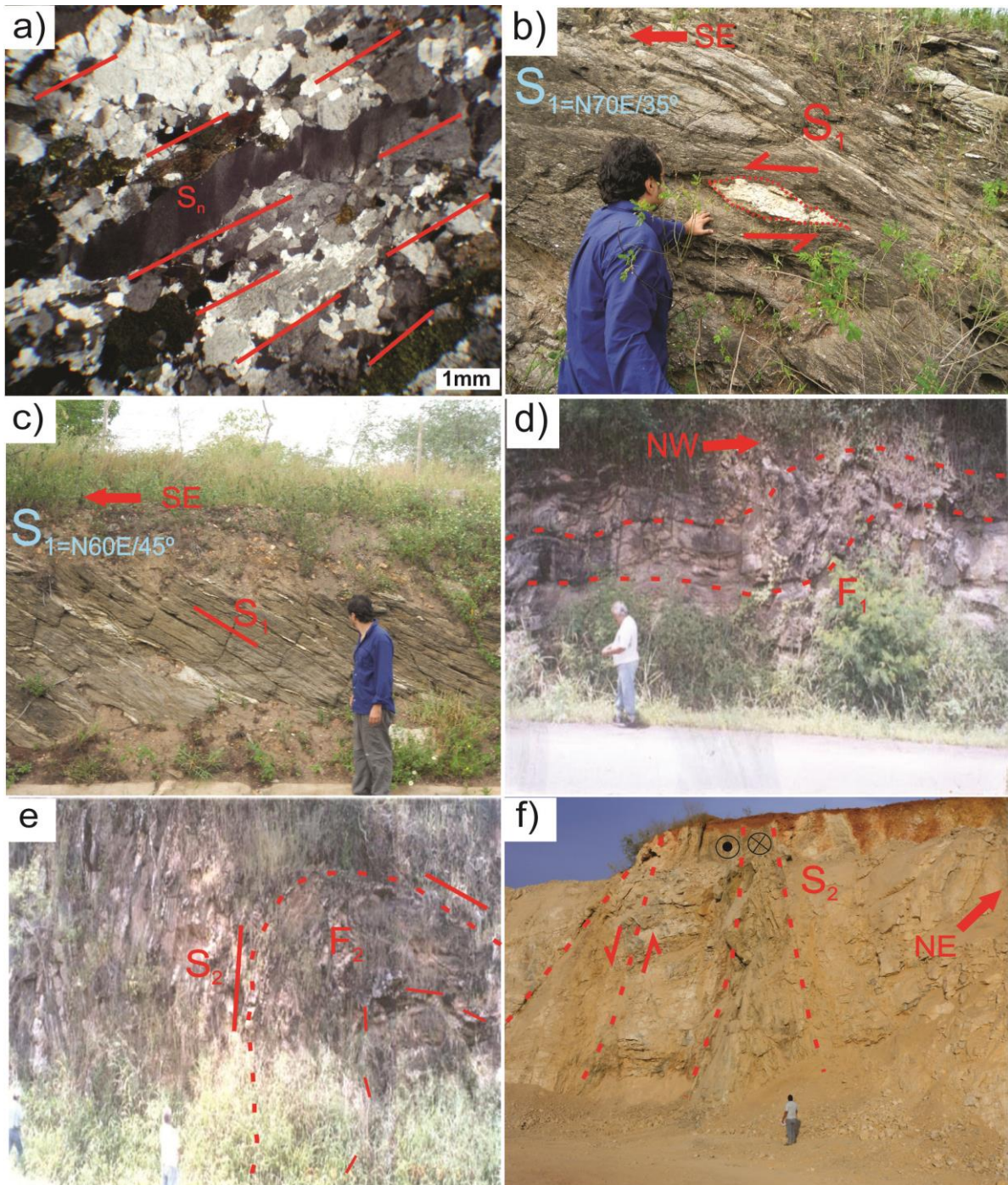


Figura 3.4: Feições de campo e petrográficas. a) Foliação metamórfica impressa em ortogneisse do embasamento Jirau do Ponciano. b) Muscovita-biotita xisto da ZCJH com baixo ângulo exibindo *boudin* assimétrico. c) Muscovita-biotita xisto do complexo Araticum evidenciando tectônica contracional. d) Dobra recumbente com fechamento a esquerda SE em paragneisse do Complexo Arapiraca na ZCPI. e) Dobra aberta variando a recumbente a direita

em paragnaisse do complexo Arapiraca e transporte tectônico para NE. f) Zona de cisalhamento de alto ângulo em metamargas do Complexo Araticum.

O Domínio Estrutural III- abrange a porção NNW da área de estudo e caracteriza-se por intrusões graníticas neoproterozoicas do Batólito Águas Belas-Canindé, que apresentam bandas de cisalhamento de direção geral NE-SW infletidas para N-S. Seu elemento planar de maior expressão é a foliação milonítica de médio a baixo ângulo mergulhando para NNW e estruturas isotrópicas deformadas nos contatos dos ortognaisses com as rochas metassedimentares.

Essas rochas apresentam estruturas isotrópicas a deformadas e localmente ocorrem milonitizadas formando ortognaisses nos contatos com as rochas metassedimentares, que exibem foliação de baixo ângulo.

Por fim, a Fase D₃ está marcada por estruturas dúcteis-rúpteis a rúpteis caracterizadas por fraturas de extensão, par conjugado, plano de falha S₃ com estrias de atrito, cataclase e raras brechas tectônicas provavelmente posteriores ao evento D₂. Tal deformação é encontrada ao longo de toda a área (Fig.4).

A geometria e cinemática do arcabouço estrutural sugerem que o esforço durante o encurtamento crustal teria sido fortemente particionado por movimentos transpressionais e formações de empurrões e retro-empurrões representados pelas ZCJH e ZCPI.

Tabela.3.1: Síntese da evolução estrutural da porção NNE do Domínio Macururé, Faixa Ser-gipana.

Evento	Regime Tectônico	Estruturas	Descrição das estruturas
D _n	Estruturas pretéritas	S _n	Foliação metamórfica desenvolvida em orto-gnaisse do DJP e paralela ao bandamento S _{n-1} .
		F _n	Dobras intrafoliais.
D ₁	Contracional	S ₁	Tectonito-S ₁ de baixo ângulo mergulhando para NNW em ZCJH e ZCBMJ e SSE em ZCPI.
		F ₁	Dobras isoclinais e recumbentes fechadas.
		L _{x1}	Tectonito-L (lineação de estiramento) sugerindo transporte para SSE na ZCJH e ZCBMJ e transporte NNW em ZCPI.
D ₂	Transpressional	S ₂	Tectonito-S ₂ de alto ângulo em milonitos e ultramilonitos com direção geral NE-SW.
		F ₂	Dobras abertas isoclinais com eixos NNE.
		L _{x2}	Tectonito-L (lineação de estiramento) obliquo.
D ₃	Dúctil-rúptil a rúptil	S ₃	Planos de falhas conjugadas e fraturas de extensão.

Abreviações:

ZCJH-Zona de cisalhamento Jacaré dos Homens; ZCPI- Zona de cisalhamento Palmeira dos Índios; ZCBMJ- Zona de cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo; DJP-Domo Jirau do Ponciano.

3.5.Discussão

Casos de colisão oblíqua são registrados em diversas margens continentais modernas e dados de campo e experimentais em orógenos antigos sugerem que tais processos foram tam-

bém bastante atuantes no Pré-Cambriano, especialmente na transição Meso-Neoproterozoico (Wilcox et al., 1973; Koons 1990; Gueguen et al., 1998; Tohver et al 2004). Nestes cenários, a combinação de encurtamento crustal e transcorrência resulta no desenvolvimento de estruturas transpressivas, que marcam a vergência preferencial da convergência (Silvester e Smith, 1976; Dooley e McClay, 1997). Por outro lado, em orógenos complexos marcados por múltiplos episódios de deformação, é comum que ocorra mais de uma direção de vergência nas chamadas mega faixas móveis, a exemplo dos Pirineus, Alpes e Apalaches (Doglioni, 1991; Dal Piaz, 1997; Sibuet et al., 2004). Estrutura em flor positiva é uma característica expressiva de áreas transpressivas, juntamente com lineações oblíquas em zonas de cisalhamento profundas (Woodcock e Fischer, 1986).

Na área de estudo, a análise estrutural conduzida neste trabalho mapeou um importante sistema de empurrão assimétrico de alguns quilômetros de espessura e 50 km de extensão delimitando as rochas metavulcanossedimentares dos complexos Araticum e Arapiraca, Grupo Macururé, Domo Jirau do Ponciano (trama mais antiga D_n) e intrusões graníticas do Terreno Pernambuco-Alagoas. As zonas de cisalhamento estudadas exibem vergência tectônica para SE com destaque para ZCJH (fase D_1). Na porção leste, a ZCJH muda de vergência e associa-se com sistema de falhas transcorrentes (fase D_2) definindo a zona de cisalhamento transpressional de Palmeira dos Índios (ZCPI) com transporte para NW. A inversão no sentido do mergulho associado a zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais oblíquas caracteriza a dupla vergência nas zonas de cisalhamento ZCJH e ZCPI. Essas zonas de cisalhamento apresentam lineações oblíquas L_{x2} com componentes horizontais e verticais em Tectonitos-S que sugerem movimento transpressional, típico de ambiente de dupla vergência (McClay et al., 2004). Aliado a isto, critérios cinemáticos como estruturas S-C/C', porfiroclastos assimétricos, gerações de dobras F_1/F_2 , *boudins* e peixes de micas registram o sentido oposto de transporte dessas zonas de cisalhamentos. Essa ocorrência na porção nordeste da Faixa Sergipana respalda o modelo colisional entre o Cráton do São Francisco e a Província Borborema defendido pela maioria dos autores (D'el-Rey Silva, 1999; Silva Filho e Torres, 2002; Oliveira et al., 2010). Registro de dupla vergência na Faixa Sergipana associada à presença de granitos de arcos magmáticos ediacaranos é importante, pois colisões no final do Neoproterozoico atestam processos de acreção e subducção que atuaram na Província Borborema como sugerem Brito Neves et al. (1995; 2000); Santos et al., (2010); Brito Neves et al. (2014) e referências ali contidas.

Na região oriental do Brasil, registros de dupla vergência em zonas de cisalhamento dúcteis foram documentados nas faixas adjacentes do Cráton do São Francisco, incluindo Riacho do Pontal, Brasília, Rio Preto, Ribeira e Araçuaí demonstrando a importância de processos de colisões oblíquas na construção crustal de parte do orógeno Brasileiro/Pan-Africano (Alkmim et al., 2007; Caxito e Uhlein 2013; Uhlein et al., 2004; 2011; Caxito et al., 2014).

Registro de empurrão oblíquo é analogamente descritos nas margens do Cráton do Congo, indicando que este processo ocorreu em uma extensão consideravelmente ampla (Trompette, 1994; Toteu et al., 2004; Ngako et al., 2008). Trabalhos de modelagem experimental têm contribuído para entendimento da nucleação de retro-empurrões durante a colisão oblíqua (Davis e Reynolds 1996; Persson, 2001, McClay e Whitehouse, 2004 e outros). Modelamentos 2 e 3D buscando explicar a geração de dupla vergência mostram que a variação do ângulo de convergência entre 90° e 15° nos blocos reflete na nucleação de retro-empurrões e desenvolvimento de orógenos assimétricos com dupla vergência (Persson, 2001; McClay et al., 2004; McClay e Whitehouse, 2004). Outros autores consideram o *decollement* e fricção basal como parâmetros para explicar o desenvolvimento dessas estruturas (Hardy et al., 2009).

Em cinturões orogênicos modernos, é sugerido ainda que sistemáticos processos de encurtamento crustal seguidos de convergência oblíqua podem resultar numa acomodação de esforços gerando inversão de vergência e nucleação de retro-empurrões (Davy e Cobbold, 1988). Apesar dos vários modelos, é consenso entre os autores que a ocorrência de dupla vergência em faixas de dobramentos pode ser explicada pela colisão oblíqua entre blocos com partição da deformação entre a colisão frontal e movimentos transcorrentes (Fitch, 1972; McCaffrey, 1996; Willet, 1999; Storti et al., 2001; McClay et al., 2004; McClay e Whitehouse, 2004). A convergência oblíqua pode gerar mega-inflexões no orógeno e maiores exposições podem ser observadas nas regiões a SE da Ásia e SW do Pacífico (McCaffrey, 1996 e referências ali contidas). O estudo de dupla vergência é importante para entendimento da evolução tectônica do orógeno durante o processo polifásico de contração/transpressão e quando associados a bacias *foreland* podem servir como armadilhas estruturais para hidrocarbonetos (Beydoun, 1988; Alivi, 1994; Casero, 2004 e outros).

Diante do exposto, consideramos que o encurtamento frontal seguido de colisão oblíqua entre o Cráton do São Francisco e a Província Borborema no evento Brasileiro/Pan-Africano distribuiu esforços gerando um ambiente com deformação polifásica representado

por fases de compressão/transpressão, inflexões e inversão de vergência na região nordeste da Faixa Sergipana.

3.6. Conclusões

A presente investigação cobriu a porção nordeste da Faixa Sergipana, no limite com o Terreno Pernambuco-Alagoas, e revelou a existência de compartimentação estrutural dinâmica caracterizada por quatro fases de deformação agrupadas em três domínios estruturais: D_n , D_1 , D_2 de caráter dúctil e D_3 de caráter dúctil-rúptil.

D_n imprime foliação penetrativa S_n que é paralela ao bandamento S_0 em gnaisses do embasamento no Domo Jirau do Ponciano. Este corresponde a uma anticlinal com rochas do embasamento Paleoproterozoico no núcleo. Apresenta a forma de uma antiforme invertida, com caimento do eixo para W/NW e superfície axial mergulhando predominantemente para sul. Na porção mais interna da anticlinal, ocorrem ortognaisses tonalíticos que apresentam foliação metamórfica da fase D_n .

D_1 desenvolveu nas rochas supracrustais estruturas S_1 de baixo ângulo com caimento para sul e dobramentos isoclinais recumbentes F_1 , associados à ZCJH, que possui critérios cinemáticos diversos incluindo tramas S-C e associados a planos de foliação com ângulos de mergulho entre 10-30° para NW e lineação down-dip, sugerem transporte tectônico com topo para SE.

Por outro lado, na porção NE da área de trabalho, esta estrutura inflete para a ZCPI, caracterizada por tectonitos S-L com 8-20° de mergulho invertido para NW e por vezes dobrados por uma trama D_2 .

D_2 está representada pela tectônica transpressional com reativação da fase anterior (D_1) gerando dobramentos abertos e isoclinais de geração F_2 e foliação do tipo crenulação S_2 . Esta fase está caracterizada pela presença de milonitos com foliações subverticais, variando entre ultramilonito a protomilonito, sendo representada por zonas de cisalhamento transpressionais sinistrais indiscriminadas com direção geral NE-SW. Peixes de mica e sigmoides assimétricos associados a lineação oblíqua à vertical, sugerem vergência da Faixa Sergipana em direção ao Terreno Pernambuco-Alagoas. Tal diacronismo estrutural é indicativo do desenvolvimento de

empurrões com transportes tectônicos distintos, característicos de estruturas com vergência dupla.

D₃ representa a tectônica rúptil que afetou toda sequência, sendo melhor apresentada em rochas competentes e granitos do Terreno Pernambuco-Alagoas. Nós propomos que o sistema assimétrico de dupla vergência na região NNE da Faixa Sergipana está relacionado à colisão oblíqua entre o Cráton São Francisco a sul e o Terreno Pernambuco-Alagoas a norte. Esta colisão desenvolveu-se formando empurrões e retro-empurrões de norte a sul da Faixa Sergipana com partição da deformação entre a colisão frontal e acomodação em deslocamentos transcorrentes.

Diante disso, inferimos as seguintes possibilidades para configuração estrutural dessa região:

I) A ZCJH seria uma ramificação da ZCBMJ e sua dupla vergência seria um retro-empurrão ocasionado por movimentos transcorrentes durante o evento Brasiliano/Pan-Africano (Fase D₂);

II) As ZCJH e ZCPI representam episódios contracionais distintos durante o evento Brasiliano/Pan-Africano;

III) A mudança da vergência está relacionada a episódios contracionais inversos durante os eventos Cariris Velhos e Brasiliano/Pan-Africano.

Baseado em relações de campo e análise estrutural consideramos que a ZCPI no Domínio Macururé esteja ligada a evento tectônico mais velho que a ZCJH, responsável por limitar e transportar granitos ediacaranos sobre o Domínio Macururé.

3.7.Agradecimentos

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ), processo N° 159762/2013-8 pelo incentivo financeiro à pesquisa. Agradecemos também ao revisor Fabrício Caxito e a um revisor anônimo pelas sugestões que melhoraram substancialmente o manuscrito original.

3.8. Referências

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, p. 211–238.
- Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz, S.C.P., 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15. p.25-43.
- Almeida, F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 18, p. 1-29.
- Beydoun, Z. R., 1988. *The Middle East: Regional geology and petroleum resources*: Scientific Press, Beaconsfield, U.K., 292 p.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): p. 493-518.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Schmus, W.R.Q., 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Umberto Cordani; Edson José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 151-182.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* 25, p. 279–296.
- Brito Neves, B. B., Sial, A. N., Albuquerque, J. P. T., 1977a. Vergência centrífuga residual no sistema de Dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2), p. 102-114.
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Beurlen, H.O., 1977b. O Sistema de Dobramentos Sergipano; análise do conhecimento. In: Reunião preparatória para o simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais. Sociedade Brasileira de Geologia, Publicação Especial, 3: p. 155-193.
- Bueno, J.B., 2008. Geoquímica e cronologia de alojamento de granitos colisionais na Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 126p.
- Carvalho, M.J., 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasilianas na Faixa Sergipana, NE do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas. 202p
- Casero, P., 2004. Structural setting of petroleum exploration plays in Italy, in *Geology of Italy*, edited by U. Crescenti et al., Ital. Geol. Soc., Florence, Italy. p. 189–199.

Caxito, F. A., Uhlein, A., Morales, L.F.G., Egydio-Silva, M., Sanglard, J.C.D., Dias T.G, Mendes M.C.O., 2014. Structural analysis of the Rio Preto fold belt (northwestern Bahia/ southern Piauí), a doubly-vergent asymmetric fan developed during the Brasiliano Orogeny. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (Impresso), v. 86, p. 1101-1113.

Caxito, F.A e Uhlein, A., 2013. Arcabouço tectônico e estratigráfico da Faixa Riacho do Pontal, divisa Pernambuco-Piauí-Bahia. *Geonomos*, 21(2), p.19-37.

D'el-Rey Silva, L. J. H., 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano crátons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, p. 453-470.

Dal Piaz, G.V., 1997. Alpine geology and historical evolution of the orogenic concept. *Mem. Sc. Fis.*, 21, p. 49-83.

Davis, G.H. and Reynolds, S.J., 1996. *Structural Geology of Rocks and Region*, 2nd edition J. Wiley & Sons. 776p.

Davison, I., 1987. Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 1°. Salvador. *Boletim*, Salvador, SBG. p. 87-89.

Davison, I and Santos, R. A., 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, 45, p. 319-342.

Davy, P. and Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala, N.S.* Vol. 14, p.129-14.

D'el-Rey Silva, L. J. H., 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano crátons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, p. 453-470,

Dogliani, C., 1991. A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system. *Terra Nova*, 3, p. 423-434.

Dooley, T and McClay, K., 1997. Analog modeling of strike-slip pull-apart basins. *AAPG Bulletin* 81: p. 804–826.

Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Dos Santos, T.J.S., Arthaud, M., Nogueira Neto, J., Arthaud, M., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências* 30,p. 102–106.

Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific: *Journal of Geophysical Research*, v. 77, p. 4432-4460.

Fonseca L. M. G. 2000. *Processamento digital de imagens*. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 105p.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the Western mediterranean. *Tectonophysics*, 298, p 259–269.

Hardy, S., McClay, K., Muñoz, J. A., 2009. Deformation and fault activity in space and time in high resolution numerical models of doubly vergent thrust wedges; *Marine and Petroleum Geology*, 26; p. 232-248.

Koons, P. O., 1990. Two sided orogens: collision and erosion from sandbox to the Southern Alps, New Zealand. *Geology*, 18, 679–682.

Mccaffrey, R., 1996. Estimates of modern arc-parallel strain rates in fore arcs: *Geology*, v. 24, p. 27–30.

Mcclay, K.R., Whitehouse, P.S., 2004. Analogue modeling of doubly vergent thrust wedges. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems: AAPG Memoir 82*, p. 184–206.

Mcclay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T., Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence, in Needham, D.T., Butler, R.W.H., and Matthews, S.J., eds., *Oil and gas in compressional belts: Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 857–877.

Mendes, V.A., Brito, M.F.L., Paiva, I.P., 2009. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estado de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Escala: 1:250.000, Recife.

Molnar, P. and Tapponnier, P., 1977. The relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: An application of slip-line field theory to large-scale continental tectonics, *Geology*, 5, p. 212-216.

Ngako, V., Affaton, P., Njonfang, E., 2008. Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: Implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research*. 14: p. 509-522.

Oliveira, E.P., Bueno, J.F., McNaughton, N.J., Silva Filho, A.F., Nascimento, R.S., Donatti-Filho, J.P., 2014. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58: p. 257-280.

Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*. 181, p. 64- 84.

Oliveira, E.P., Toteu, S. F., Araújo, M. J., Carvalho, M. J.; Nascimento, R. S., Bueno, J. F., Mcnaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, p. 470-478.

Persson, K. S., 2001. Effective indenters and the development of double vergent orogens: Insights from analogue sand models. In H. A. Koyi, & N. S. Mancktelow (Eds.), *Tectonic modeling: A volume in honor of Hans Ramberg*. Geological Society of America Memoir, 193p.

Santos, E. J., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 29, p. 61 – 76.

Santos, E.J. and Medeiros, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 29, p. 73-84.

Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research* 109, p. 1–18.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Santos, L., Armstrong, L., Van Schmus, W.R., 2016. Geochemistry U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, p.1-21.

Silva Filho, M.A., Torres, H.H.F., 2002. A new interpretation on the Sergipano Belt Domain, *Academia Brasileira de Ciências, Anais*, 74(3): p.556-557.

Storti, F., R. Soto-Marín, C., Faccenna, A., Casas-Sainz., 2001. Role of the backstop-to-cover thickness ratio on vergence partitioning in experimental thrust wedges, *Terra Nova*, 13, p. 413–417.

Sylvester, R.A and Smith, R.R., 1976. Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California. *AAPG Bull.*, 60:p. 2081–2102.

Tohver, E., Van Der Pluijm, BA., Mezger, K., Essene, E., Scandorala, JE., Rizzotto, GJ., 2004. Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in western Brazil: redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon Craton. *Tectonics*. p. 1-20.

Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom Djomani, Y.H., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.* 41, p. 73–85.

Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Balkema, Rotterdam, 350p.

Uhlein, A., 2004. Paleogeografia e inversão tectônica da Faixa Araçuá e do Corredor do Paramirim, região Centro-Leste do Brasil. Tese de Livre-Docência, USP, 130 p.

Uhlein, A., Caxito, F.A., Egydio-Silva, M., Barbosa J., 2011. As faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal. In: Barbosa J. et al. (eds), *Geologia da Bahia*, Capítulo IX.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, p. 227-252.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London, Special Publication*, 294, p. 69-99.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, p. 267-288.

Wilcox, R.E., Harding, T.P., Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57, p. 74-96.

Willett, S.D., 1999. Rheological dependence of extension in viscous and plastic wedge models of convergent orogens, *Tectonophysics*, 305, p. 419-435.

Willett, S., Beaumont C., Fullsack P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly-vergent compressional orogens. *Geology*, 21, p. 371-374.

Woodcock, N.H. and Fischer, M., 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology* 8, p. 725-735.

4. ARTIGO CIENTÍFICO 2:

GEOCHRONOLOGICAL AND PETROLOGICAL INVESTIGATION OF THE METAVOLCANOSEDIMENTARY ARATICUM COMPLEX, SERGIPANO FOLD BELT: IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL

Artigo sob revisão no Journal of South American Earth Sciences - Elsevier

Haroldo Monteiro Lima¹; Márcio Martins Pimentel²; Reinhardt A. Fuck³; Elton Luiz Dantas⁴; Lauro César Montefalco de Lira Santos⁵

^{1,2,3,4} Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC, Asa Norte, CEP 70919-970, Brasília, DF, Brasil, e-mail: haroldogeologo@gmail.com. ⁵Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Mineração e Geologia, Av. Aprígio Veloso, 882, Bloco BY, Bodocongó, CEP 58109-970, Campina Grande, PB, Brasil, e-mail: lauromontefalco@gmail.com.

ABSTRACT

The Borborema Province is an important Precambrian orogenic system in Northeastern Brazil. It was formed during the assembly of Western Gondwana in the Brasiliano-Pan-African Orogeny. The Neoproterozoic Sergipano Belt is part of the Province and occupies a large area of its southern portion. Investigation of provenance and tectonic environment of the metavolcanic-sedimentary complexes in this belt are of regional amplitude and may reveal important aspects of the evolution of the province. In this study new whole-rock geochemistry, isotope Nd data and U-Pb geochronological data on detrital zircon of the metavolcanic-sedimentary Araticum Complex are presented, in order to contribute to the understanding the role of the Sergipano Belt in amalgamation of Western Gondwana. The data indicate provenance from eroded island arcs and back-arc-related settings during the Neoproterozoic. Detrital zircon grains indicate populations of Ediacaran-Cryogenian (ca. 597 Ma) and Tonian-Stenian ages (ca. 1047 Ma) suggesting that source areas represent extinct volcanic arcs of the Pernambuco-

Alagoas Domain to the north. Based on this study, it is suggested that sediments of the Araticum paleobasin were deposited in an oceanic environment during the arc exhumation over the Brasiliano-Pan African Orogeny, but also with strong contributions from Stenian island arcs, which are attributed to the Cariris Velhos Orogeny. Our results support that major supracrustal sequences of the Sergipano Fold Belt were deposited in the Neoproterozoic, such as indicated by previous studies.

Keywords: Neoproterozoic Island Arc, Cariris Velhos Orogeny, Borborema Province, Western Gondwana.

4.1. Introduction

The understanding of Precambrian supracrustal sequences demands integrated studies, including field work combined with isotope geochemistry and elemental geochemical tools which are instrumental to access tectonic and sedimentological parameters and to constrain the geological record of the precursor basins (McLennan et al., 1993; Cawood et al., 1999; Košler et al., 2002). Nd isotopic and geochemical data are useful to investigate the tectonic setting of the sediment sources (McCann, 1993; Gu et al., 2002; Košler et al., 2002).

The Borborema Province (BP) in NE Brazil comprises an important segment of Western Gondwana, being characterized by Neoproterozoic fold belts and a mosaic of terranes/domains, that are dominated by major supracrustal sequences, that are host rocks for numerous granitic intrusions, marking the final assembly of Western Gondwana (Brito Neves et al., 2000). Therefore, a major correlation with the Borborema Province and western African sequences records major continental deformation, metamorphic and tectonic events (e.g. Santos et al., 2004; Hollanda et al., 2015; Oliveira et al., 2015; Neves et al., 2009, 2017).

Several supracrustal sequences are exposed within the Sergipano Fold Belt. They have been strongly affected by transpressional tectonics related to the final oblique convergence of older domains of the Borborema and Benin-Nigeria provinces with the São Francisco-Congo Craton (Caby, 1989; D'el-Rey Silva, 1999; Brito Neves et al., 2002). In addition, major crustal shear zones limit such sequences and they may be correlated with the Yaoundé Fold Belt in the Cameroon, Africa (Oliveira et al., 2006, 2015; Mendes et al., 2011).

In Western Gondwana, little is known from the role of metasedimentary complexes in its mobile belts. In the BP, such sequences strongly vary in age, covering Paleoproterozoic migmatized sequences (Santos et al., 2004) and Neoproterozoic pelitic and psamitic units (Neves and Alcantara 2010). However, the precise geochronological and stratigraphic aspects of such rocks is still problematic, mainly due the influence of regional deformation. In this sense, our paper aims to investigate the nature and sources of metasedimentary and metavolcanic rocks of the Araticum Complex (ATC), which is one of the largest occurrences of metavolcanic-sedimentary sequences in the Sergipano Belt, as well as to suggest possible correlatives in the (i.e. Macururé or Marancó-Poço Redondo Domains, Carvalho, 2005; Oliveira et al., 2015). The study is based on U-Pb detrital zircon dating combined with Nd systematics and whole-rock geochemistry. Our goals are: (i) to assess the depositional age of this sequence contributing to its stratigraphic significance, (ii) obtain information on its original tectonic setting and demonstrate the implications of our results for Sergipano Fold Belt evolution, specially based on the South America-Africa connection.

4.2. Geological Setting

The Borborema Province comprises several Neoproterozoic fold belts, domain, massifs and terranes, that are limited by major shear zones Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2008; Ganade de Araujo, 2014). It is widely accepted that the province resulted from the convergence between the Amazonian, São Luis-West Africa and São Francisco-Congo cratons during the Brasiliano-Pan African orogeny (Trompette, 1994; Van Schmus et al., 2008, 2011).

It is connected to Africa via several tectonic provinces, including the Trans-Sahara, Benin-Nigeria, Oubanguides and Yaoundé (Caby, 1989; Castaing et al., 1993; Toteu et al., 2001; Brito Neves et al., 2002; Oliveira et al., 2006; Arthaud et al., 2008; Van Schmus et al., 2008). Several authors interpret its evolution as a polycyclic regime, involving accretionary processes developed during two orogenies: Cariris Velhos (920-1000 Ma) and Brasiliano/Pan-Africano (650-580 Ma, Santos, 1996; Brito Neves et al., 2000; Santos et al., 2010; Padilha et al., 2016; Santos et al., 2017a). In addition, recent papers from Santos et al., 2015; 2017b,

Neves et al., 2015, among others, has also demonstrated a significant role of Paleoproterozoic and Archean crustal accretion.

The Patos and Pernambuco lineaments are the most expressive boundaries between domains, separating major subprovinces: Northern, Central and Southern (Van Schmus et al. 1995, Figure.4.1a). The southern sub province is the area of interest of the present study. This is divided as follows: Pernambuco-Alagoas Terrane/Domain and Riacho do Pontal, Rio Preto and Sergipano fold belts (Brito Neves et al., 2000; Oliveira et al., 2010; Caxito and Uhlein, 2013). The Sergipano Fold Belt (Figure. 4.1b) has a triangular shape, limited by the Pernambuco-Alagoas Terrane in the north (TPEAL) and the São Francisco Craton in the south (D'el-Rey Silva, 1999).

It has been suggested that the origin of the Sergipano Fold Belt is related to the oblique collision between the Borborema-Benin-Nigeria-Cameroon provinces and the São Francisco-Congo paleoplate, during the late Neoproterozoic (D'el-Rey Silva et al., 2007, Silva et al., 2008). Some authors (e.g Trompette, 1994) suggested that the Sergipano Belt is connected with the Oubanguides Belt in West Africa (Toteu et al., 2001; Oliveira et al., 2006).

The Sergipano Belt is divided into five distinct domains, which are limited by regional shear zones: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris and Estância domains (Davison and Santos, 1989; D'el-Rey Silva, 1999; Carvalho, 2005; Oliveira et al., 2010; 2015; Figure. 1b). Several metavolcanic-sedimentary sequences occur in the Macururé Domain (SE of the Sergipano Fold Belt), which are structurally controlled by transpression shear zones, and present variable geochemical characteristics (Mendes et al., 2009). Among them, the Araticum Complex comprises paragneisses, schists, and acid to intermediate metavolcanic rocks, which are interlayered with amphibolites and marbles (Figure. 4.2).

According to preliminary studies, these rocks seem to be in tectonic contact with granitic rocks of the Águas Belas-Canindé batholith in the Pernambuco-Alagoas Terrane through the transpressional Jacaré dos Homens Shear Zone, and in the south, it is limited with rocks of the Macururé Group by the Belo Monte-Jeremoabo Thrust Shear Zone (Figure.4.1b, Medeiros, 2000; Brito et al., 2008; Mendes et al., 2009; Brito and Mendes, 2011).

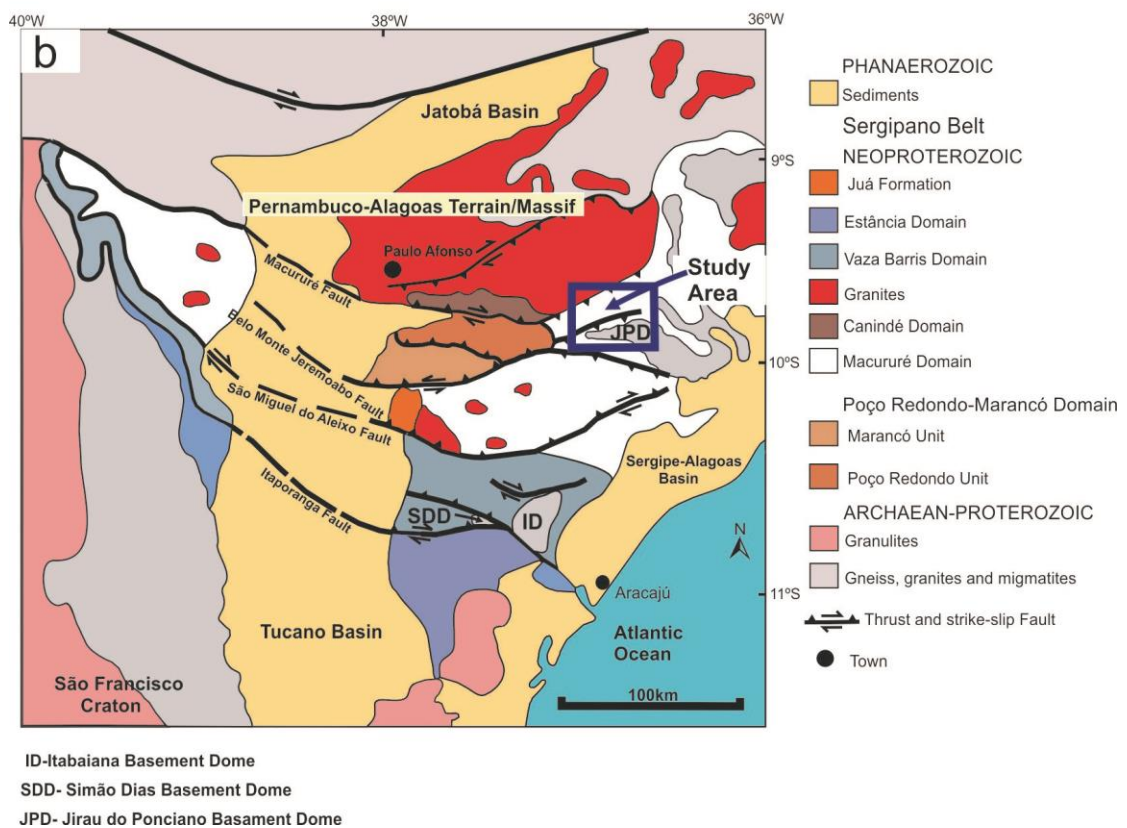
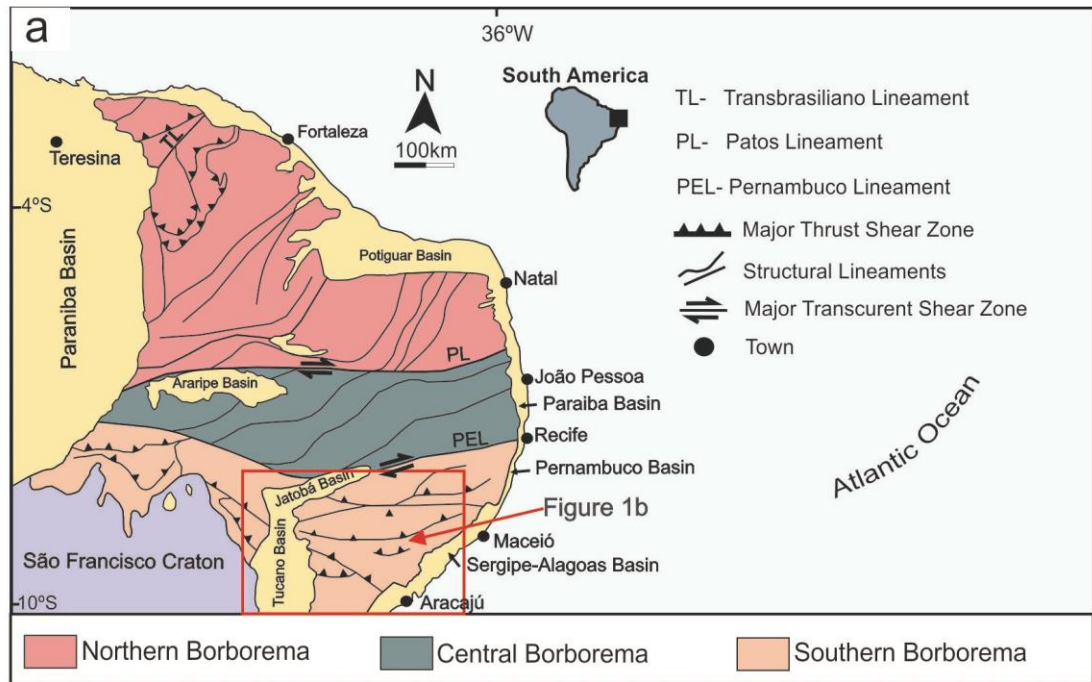


Figure. 4.1: a) Schematic geological map displaying the main tectonic units of the Borborema Province (modified from Brito Neves et al., 2000). b) General geologic context of the Sergipano Belt, with the study area highlighted by the blue open rectangle (modified from D’el-Rey Silva, 1999 and Oliveira et al., 2006).

4.3. Geology

The Araticum Complex (ATC) consists of a metavolcanic-sedimentary sequence characterized by sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists, acid to intermediate metavolcanic rocks, garnet-biotite paragneiss, metagraywacke, marble, amphibolite, quartzite and lenses of calc-silicate rocks (Figure.2). The sequence is in contact, to the north, with the Águas Belas-Canindé Batholith of the Pernambuco-Alagoas Domain along the Jacaré dos Homens transpressional shear zone.

The batholith comprises the Carneiros, Itaporanga, Serra do Catú and Major Isidoro plutons (Mendes et al., 2009). Felsic to intermediate metavolcanic rocks occur as lenses affected by regional deformation, forming lenticular bodies of metavulcanoclastic rocks associated with metasedimentary rocks. The mafic metavolcanic rocks are represented by amphibolite lenses intercalated in the schists and paragneisses. Within the metasedimentary rocks, dark gray colored, fine to medium-grained sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists with mm-sized garnet porphyroblasts, high obliquity lineation and low angle foliation are observed (Figure.4.3a,c). Coarse-grained garnet-biotite paragneisses are banded and locally display folded quartz-feldspar lenses (Figure.4.3b). They may be associated with metagraywacke.

The marbles are white- to cream-colored, granoblastic texture, and may present muscovite and local incipient foliation (Figure. 4.3d). The diopside-bearing calc-silicate rocks are exposed as small lenses concordant with clastic metasedimentary rocks, and present fine to medium grain, light greenish color, (Figure. 4.3e). The mafic metavolcanic rocks are represented by amphibolite lenses associated with micaschists and paragneisses. The amphibolites show strong foliation formed by the orientation of medium-grained prismatic crystals. A discrete banded structure is also observed (Figure. 4.3f).

The garnet-biotite paragneisses have granoblastic texture and are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, garnet, titanite, apatite, zircon and opaque minerals. The quartz crystals have dimensions around 0.5-1mm, are usually anhedral and deformed in the shear zones presenting ribbons and dynamic recrystallization by migration of grain boundaries. Plagioclase has dimensions between 0.5-1mm, is subhedral to anhedral and exhibits, in some rocks, low degree of saussuritization. K-feldspar has dimension of about 0.5 mm and is subhedral to anhedral, being represented by microcline and orthoclase. Biotite and muscovite

occur as lamellae oriented in the sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists and biotite paragneisses and are deformed by ductile regime.

Zircon occurs in significant amounts, dispersed in the matrix as well as in the biotite lamellae (Figure. 4.4a). The presence of sillimanite (fibrolite) was also observed in some sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists (Figure. 4.4b). The garnet crystals have dimensions between 0.2 and 2mm across and show signs of alteration to chlorite and iron oxides in the fractures. Garnet is a subhedral form with a porphyroblastic aspect and sometimes occurs surrounded by biotite lamellae (Figure. 4.4c,d). Amphibolites present nematoblastic texture conferred by hornblende and plagioclase crystals (Figure.4.4e,f). The amphibolites can be subdivided into three groups: common amphibolites, diopside-bearing amphibolites and garnet-bearing amphibolites. Common amphibolites include hornblende, plagioclase, chlorite, epidote, titanite and opaque minerals. Epidote exhibit dimensions between 1 and 2 mm and titanite around 1 mm (Figure.4.4e,f).

The diopside-bearing amphibolites are composed of hornblende, plagioclase, diopside, epidote, titanite, quartz and opaque minerals. Epidote is granular with dimensions of 1mm and crystals of titanite are anhedral with dimensions of 0.5 mm. Diopside is anhedral with sizes between 1-3 mm and elongated along the main foliation. Garnet-bearing amphibolites are formed by hornblende, plagioclase, garnet, titanite and opaque minerals. Garnet crystals are anhedral, 1-2 mm in size, and are fractured with inclusions of opaque minerals.

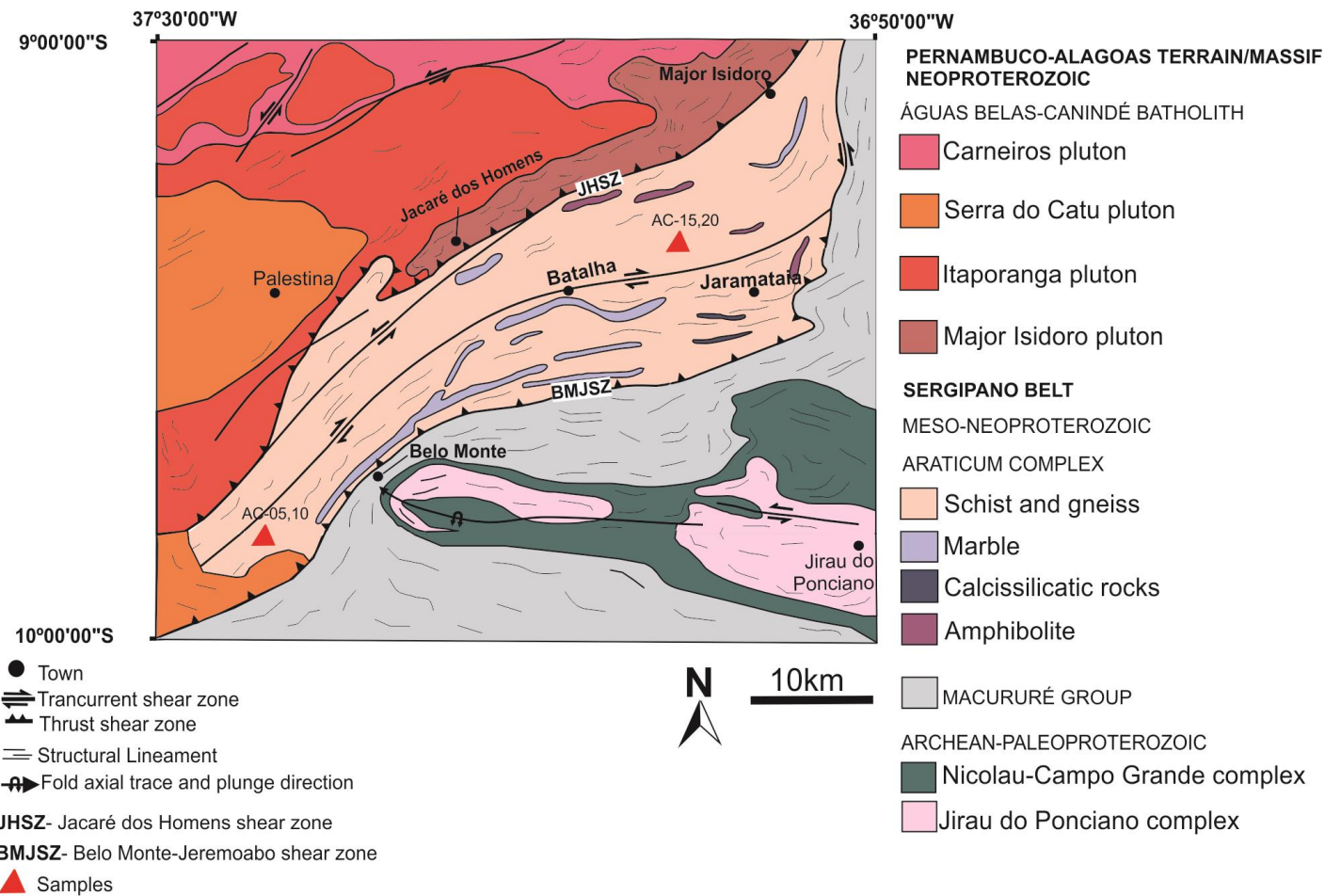


Figure.4.2: Simplified geological map of the study area, emphasizing the Araticum metavolcanic-sedimentary Complex and location of two samples collected for U-Pb geochronology in detrital zircon.

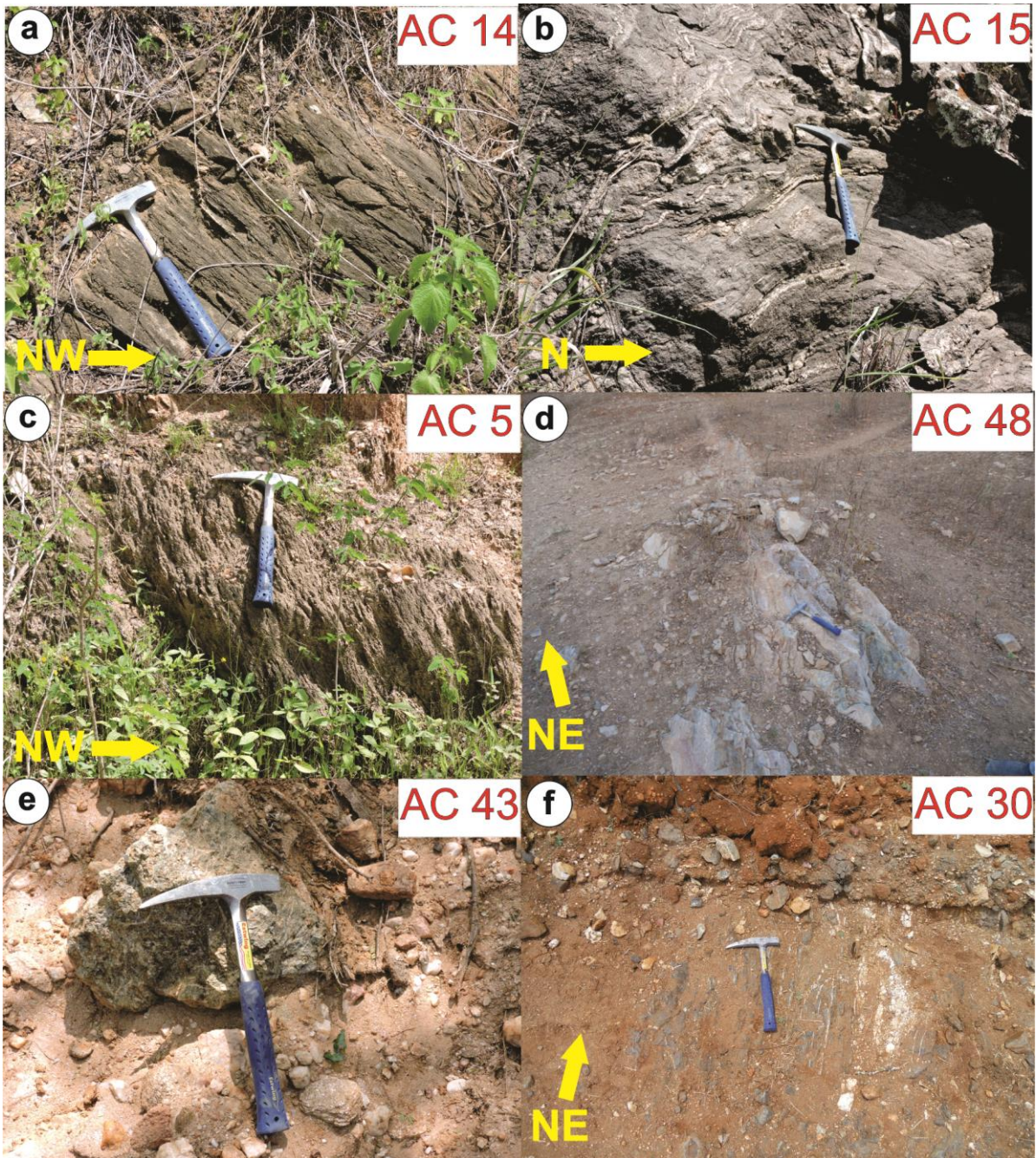


Figure.4.3: Field features of the Araticum Complex. a) garnet-biotite gneiss quartzo-feldspar with 35° low angle foliation exhibiting tangential tectonics with dip to NW. b) biotite paragneiss with quartz-feldspar folded layers in the transpressional Jacaré dos Homens shear zone c) sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist with high angle foliation $65^\circ/\text{NW}$. d) Marble lens concordant to the structure of the garnet-muscovite-biotite schists and biotite paragneiss of the Araticum Complex. e) Diopside-bearing calc-silicate rock lens. f) Lens of banded am-

phibolite (mafic metavolcanic rock) concordant with the metasedimentary rocks of the Araticum Complex. AC-Sample.

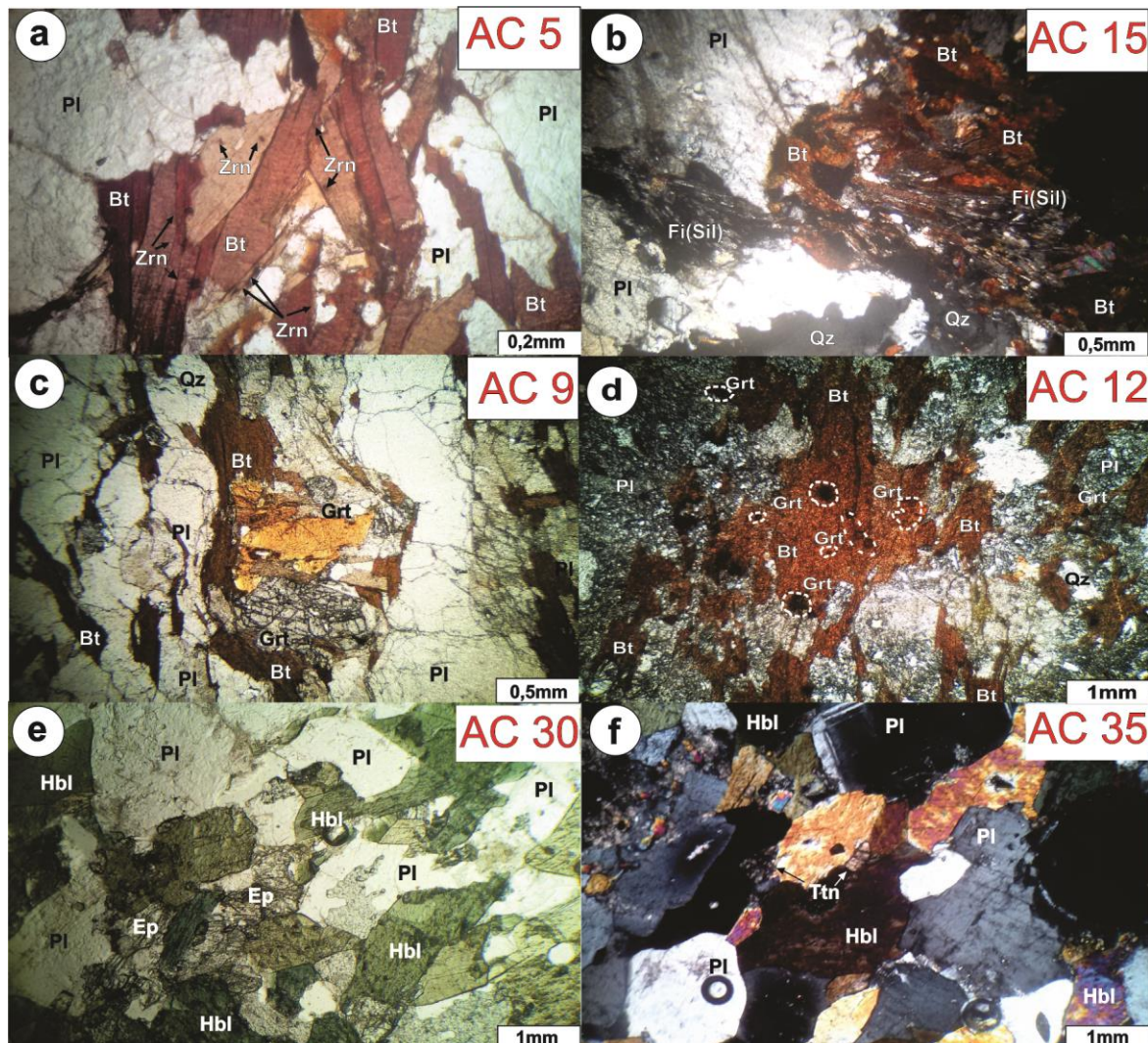


Figure.4.4: Mineralogical and textural aspects of metavolcanic-sedimentary rocks of the Araticum Complex: a) Zircon grains included in biotite lamellae in micaschist. b) Lepidogranoblastic texture with sillimanite (fibrolite) generated from biotite in a quartz-feldspar matrix of the garnet-biotite paragneiss c) Porphyroblast of fractured garnet surrounded by lamellae of biotite in paragneiss. d) Garnet grains included in biotite in metagraywacke. e) Nematogranoblastic texture and anhedral epidote crystals associated with hornblende in amphibolite. f) Plagioclase and titanite crystals on the hornblende border in ortho-derived amphibolite. Qz-quartz, Bt-biotite, Pl-plagioclase, Zrn-zircon, Fi (Sil)-fibrolite (sillimanite), Grt-garnet, Hbl-hornblende, Ep-epidote, Ttn-titanite. AC-Sample.

4.4. Analytical procedures

Eighteen representative samples of metavolcanic-sedimentary rocks were selected for whole-rock geochemistry analysis in ALS Minerals laboratory. Major and trace elements were analyzed on ICP-AES with detection limit of 0.01% and ICP-MS with detection limit between 0.01 and 0.5 ppm after fusion using Li meta- and tetraborate and digestion with nitric acid. The average percentage of ignition loss in metavolcanic-sedimentary rocks (LOI) is 2.29% and is determined by the difference in sample weight before and after heating at 1000 °C for 1 hour. Elements analyzed by ICP-AES include SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ (Total iron), CaO, MgO, Na₂O, K₂O, MnO and P₂O₅. ICP-MS was used to determine Ba, Ce, Cr, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb and Zr concentrations. Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, and Zn concentrations were obtained by multi-acid digestion (four acids) and analyzed by ICP-AES with detection limits between 1 and 10 ppm (Table. 4.1 and 4.2). Data processing and diagrams construction were performed with the help of Petrograph software (Petrelli et al., 2005), Geochemical Data Toolkit (GCDKIT) and Excel sheets (Janousek et al., 2011).

Sm-Nd isotopic analyses were performed on eighteen samples in the Geochronology laboratory of the University of Brasília following the procedure proposed by Gioia and Pimentel (2000, Table. 3). Total rock samples (ca. 50 mg) were mixed with a combined ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Extraction of Sm and Nd from whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques, using Teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP–diethylhexyl phosphoric acid supported on PTFE powder).

Sm and Nd samples were deposited on double Re filaments and isotopic measurements were performed on a Triton multicollector thermal ionization mass spectrometer, Thermo Scientific. Uncertainties in Sm/Nd and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios are around 0.4% (1σ) and ± 0.005% (1σ), respectively, based on repeated analyses of BHVO-1 and BCR-1 international rock standards. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd was normalized to ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd of 0.7219 and the decay constant (λ) used was 6.54x10⁻¹². T_{DM} models were calculated using DePaolo (1988) model. Two samples were selected for U-Pb isotopic analysis of detrital zircon at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. The samples were initially crushed and sieved, and then the heavy minerals were separated using conventional gravimetric and magnetic methods. Zircon

grains were separated using a binocular microscope and mounted on epoxy resin for isotopic determination by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry LA-MC-ICP-MS (Neptune). The mounts were imaged using the backscatter electron (BSE). The international standard GJ1 and sub-standard 91500 measured following the order of 1 blank, 1 sample and 1 standard were used (Jackson et al., 2004). These data were reduced on excel sheets following Bühn et al. (2009) and Chemale Jr. et al. (2012) and age calculations used Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008).

4.5. Results

4.5.1. Lithochemistry

4.5.1.1. *Metasedimentary rocks*

Whole-rock geochemistry of major, trace and rare earth elements give information on tectonic environment of paleobasins and provenance of sedimentary rocks (Bathia, 1983; Armstrong-Altrin et al., 2004). Sillimanite-garnet-biotite schist and garnet-biotite paragneiss were selected because they were more abundant in the region. The analyzed rocks show intermediate concentrations of SiO₂ (61-65 wt.%), high Al₂O₃ (14-15 wt.%), K₂O (2.6-3.2 wt.%) and SiO₂/Al₂O₃ ratios ranging between 3.9 and 4.5. Fe₂O₃/K₂O ratios range between 9.85 and 11.38. In order to quantify the weathering effect of metasedimentary rocks of the Araticum Complex, CIA and PIA indexes were used, since they show higher values with progressive weathering (Nesbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1995). Plagioclase Index of Alteration -PIA ($(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)$) varies from 50 for fresh rocks and close to 100 for clay minerals such as kaolinite, illite and gibbsite (Fedo et al., 1995).

Chemical Index of Alteration CIA ($(Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) * 100$) for the metasedimentary sequence of the Araticum Complex suggest that rocks in the source area suffered from mild or short-term chemical weathering. ($(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)$) varies from 50 for fresh rocks and close to 100 for clay minerals such as kaolinite, illite and gibbsite (Fedo et al., 1995).

In the diagram TiO_2 vs. $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}} + \text{MgO}$ proposed by Bathia (1983, Figure.4.5a) and used to discriminate tectonic environments, the ATC rocks are plotted exclusively in the field of oceanic islands. Similar behavior occurs in the log diagram $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ vs. SiO_2 from Roser and Korsch (1986, Figure.4.5b). Based on the content of $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{Log}(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$, the samples indicate andesitic and basaltic sources from island arcs (Figure. 4.5c). Roser and Korsch (1988) proposed the use of discriminant functions in sedimentary rocks using major elements. In the F1 vs. F2 diagram of Roser and Korsch (1988), the samples studied here are distributed predominantly in the field of sources from felsic igneous rocks (Figure.4.5d). ΣREE values (195-256, average 218) are compared to the global average for the ES ($\Sigma\text{REE}=230$ -European Shale, Haskin and Haskin, 1966) and PAAS ($\Sigma\text{REE}=212$ -Post-Archean Australian Shale, McLennan, 1989, Table. 4.2).

REE diagram normalized for the North American Shale Composite-NASC, Haskin et al., 1966) shows subhorizontal spectrum with small fractionation of LREE relative to HREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1.22$). Compared to the average upper continental crust (UCC, Rudnick and Gao, 2003) the samples show similar average pattern with ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.95$), characteristic of post-archean sedimentary rocks (Figure. 4.5e). The spiderdiagram show fractionation of Sr, Nb, U and enrichment of Rb, Th, La, Nd, La, Ce and Hf (Figure.4.5f). Depletion in Sr may be related to feldspar weathering, whereas high values of Hf indicate the presence of Zircon, contrasting with minor negative anomalies of Zr.

4.5.1.2. *Amphibolites*

These rocks exhibit SiO_2 contents between 46 and 50 wt.% and low Al_2O_3 contents (13-14 wt.%). High SiO_2 values, 50 wt.% average, correspond to samples made of plagioclase, diopside and quartz. They have high CaO (11 wt.%), medium MgO (6 wt.%) contents and low K_2O (0.30 wt.%). On the SiO_2 vs. Zr/TiO_2 (Winchester e Floyd ,1977) diagram the amphibolites plot in the subalkaline basaltic field (Figure. 4.6a), whereas on the Th vs. Co diagram (Hastie et al. (2007), suggested for altered and metamorphosed rocks, they share similarities with island arc tholeiitic to calc-alkaline basalts (Figure 4.6b). The V vs. $\text{Ti}/1000$ diagram (Shervais,1982) as well as the $\text{MnO} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ diagram of Mullen (1983), suggest that they correspond to island arc to back-arc related basalts (Figure 4.6 c,d). They can also be

classified as iron-rich tholeiites (Figure 4.6e). Additionally, the ternary La/10-Y/15-Nb/8 diagram (Cabanis and Lecolle, 1989) suggests that these rocks correspond to tholeiite magmas generated in a compressive tectonic setting (Figure. 4.6f).

On the spiderdiagram normalized to the primitive mantle, the amphibolites show high contents of LILE and low HFSE. In general, the analyzed samples show strong similarities to the pattern of classic OIB and IAB magmas with depletion of Tb, Th, Nb and P and enrichment of Cs, Ba, K and Sr (Figure.4.7a). Trace element contents of these rocks compared to the average values of OIB e IAB from Sun and McDonough (1989) and Dorendorf et al. (2000) indicate strong similarities with island arc basalts (IAB), with depleted Rb, Th, Nb and P and enriched Cs, Ba, K, Sr, Pb (Figure.4.7a). Such pattern with depleted HFSE is generally interpreted as the result of mantle wedge melting in subduction environments, (Sun and McDonough, 1989; Ulmer, 2001). REE values normalized to chondrite are characterized by high La/Nb (2-3) and Zr/Y (average 2.3) ratios. These rocks show low LREE fractionation in relation to HREE (LaN/YbN=1.1-1.2) displaying subhorizontal patterns. Eu/Eu*=0.8-1 ratios suggest fractional crystallization of plagioclase (Figure. 4.7b).

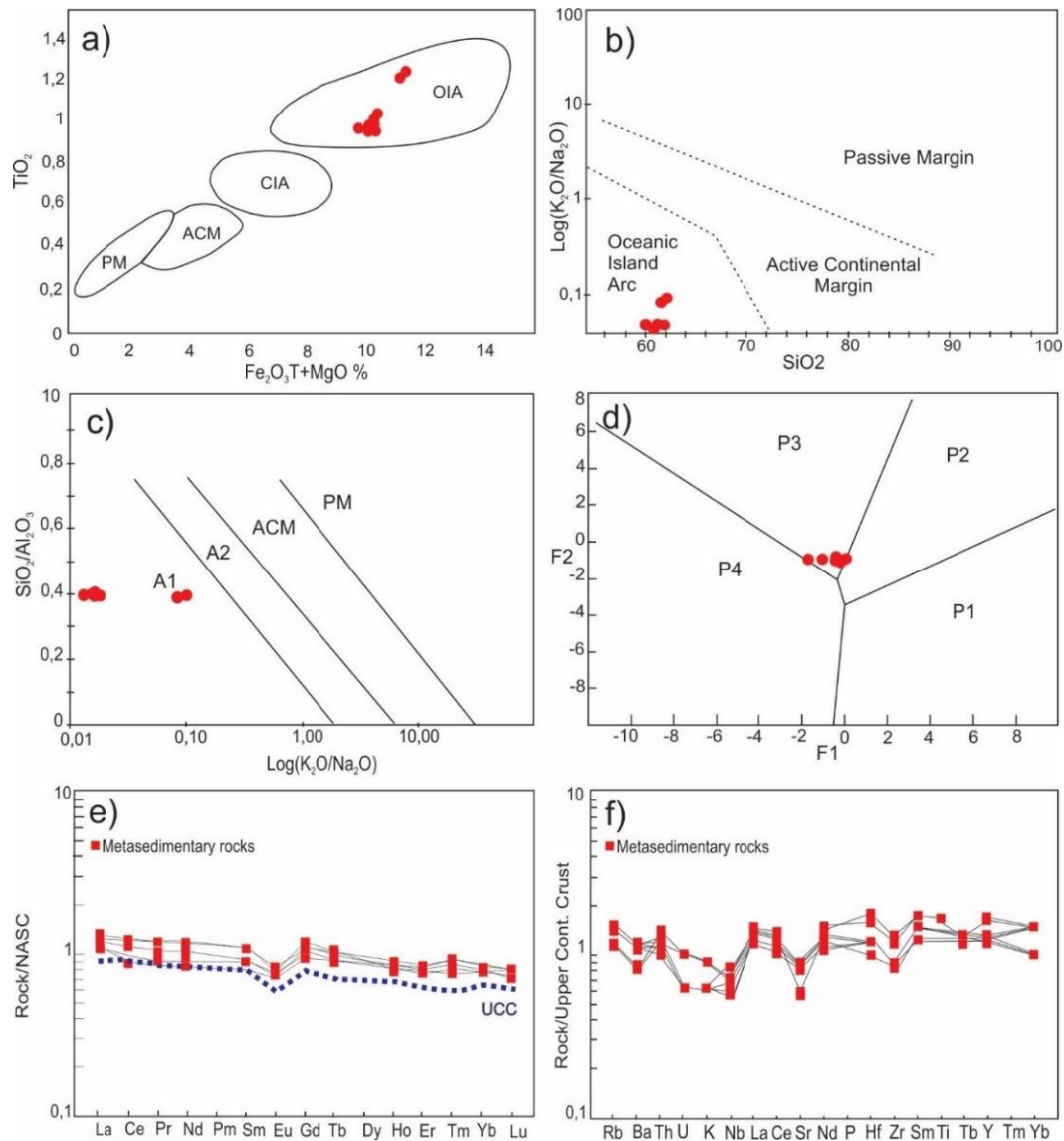


Figure.4.5: Discriminant diagrams of tectonic environment (REE and multielement for sedimentary rocks of the Araticum Complex). a) Diagram of Bathia, 1983. b) Diagram of Roser and Korsch, 1986. c) Diagram Maynard et al., 1982. d) Diagram of Roser and Korsch, 1988. e) NASC-normalized REE diagram (North American Shale Composite, Haskin et al., 1966), UCC data from Rudnick and Gao, 2003. f) UCC-normalized multielement diagram, data from Taylor and McLennan 1985. Abbreviations: OIA-oceanic island arc. CIA- continental island arc. ACM-active continental margins. PM-passive margins. A1-detritic sediments of andesitic and basaltic rocks deposited in oceanic island arcs. A2 - detritic sediments of felsic plutonic rocks deposited in oceanic island arcs. P1-provenance of mafic igneous rocks. P2-origin of intermediate igneous rocks. P3-origin of felsic igneous rocks. P4-provenance of quartz-rich sedimentary rocks.

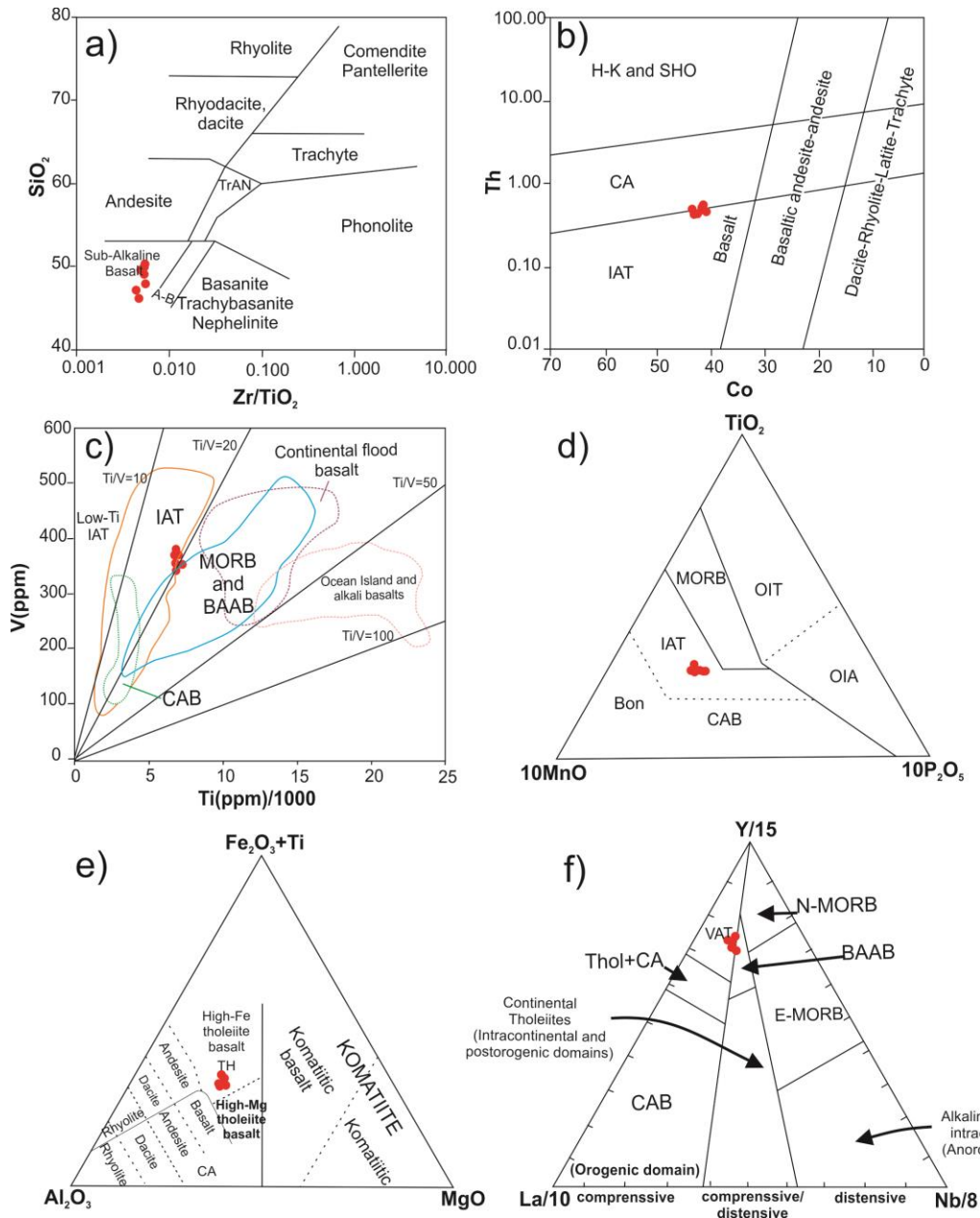


Figure. 4.6: Classification diagrams of volcanic rocks and tectonic environment for amphibolites of the Araticum Complex. a) Diagram of Winchester and Floyd (1977). b) Diagram of Hastie et al. (2007). c) Diagram of Shervais (1982). d) Diagram of Mullen (1983). e) Diagram of Jenson (1976) modified by Rickwood (1989). f) Diagram of Cabanis and Lecolle (1989). Abbreviations: A-B-alkaline basalt. TrAN-trachandesite; H-K and SHO- High-K calc-alkaline and shoshonitic. CA-calc-alkaline. IAT- island arc tholeiite. CAB- calc-alkaline basalt. MORB - mid ocean ridge basalt. BAAB- back-arc basin basalts. CAB- calc-alkaline basalt. OIT - oceanic island tholeiitic basalt. Th + CA - tholeiitic and calc-alkaline basalt; VAT-volcanic arc tholeiitic basalt.

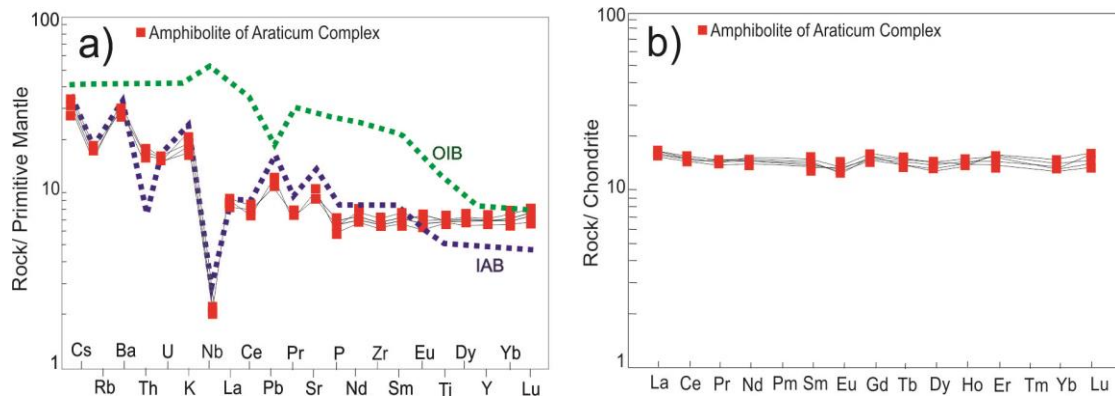


Figure.4.7: a) Primitive mantle-normalized multi-element (spider) diagram for amphibolites of the Araticum Complex (Sun and McDonough, 1989 and b) Chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) for amphibolites of the Araticum Complex. OIB-oceanic island basalts and IAB- island arc basalts; values are from Sun and McDonough (1989) and Dorendorf et al. (2000).

4.6. Detrital Zircon U-Pb geochronology

Two representative samples were selected for detrital zircon U-Pb analyses silimanite-garnet muscovite-biotite schist (AC05) and garnet-biotite paragneisse (AC15).

The results are in Table. 4.4 and 4.5. BSE images and Th/U ratios define two major zircon populations: i) recrystallized angular to sub-angular micro fractured grains with low Th/U ratios (< 0.1), and ii) igneous prismatic grains with oscillatory zoning, with sizes varying between 50 to 100 μm and higher Th/U ratios > 0.2 , (Figure 4.8a and c). The obtained ages for sample AC05 and AC15 ranges from Ediacaran to Cryogenian, with the younger grains around 597 Ma, being considered as the maximum age of deposition of the Araticum sequence (Figure 4.8b and d). The most prominent peaks in the frequency diagram are at 626 Ma, 642 Ma, 996 Ma and 1047 Ma (Figure 4.8b). A minor amount of grains is Tonian-Stenian with a major peak at 1047 Ma. In addition, sample AC15 shows the majority of ages around 634 Ma, with a younger crystal with the age of 607 Ma (Figure 4.8c and d).

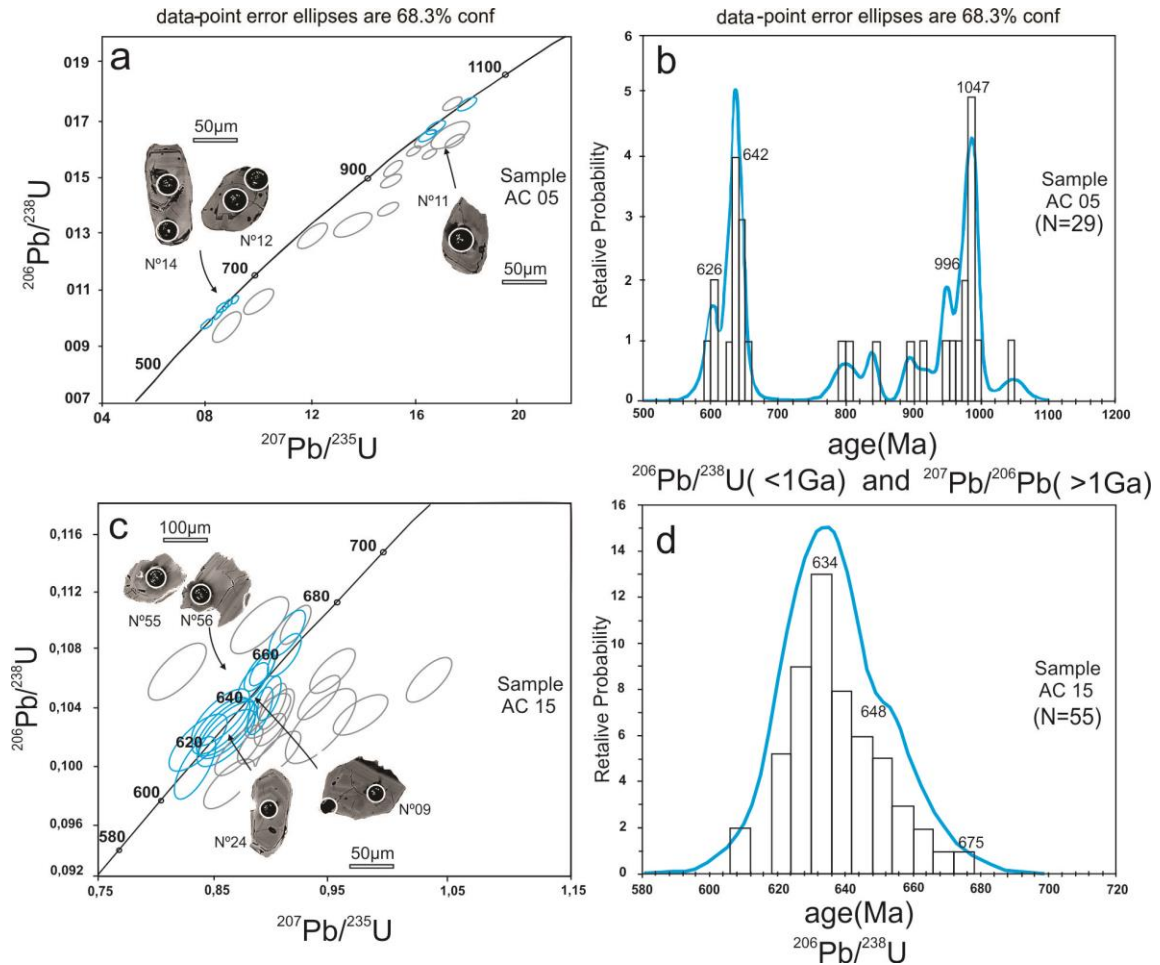


Figure.4.8: Concordia diagram and histogram for U-Pb (LA-ICP-MS) ages of detrital zircon grains extracted from sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist (AC05) and garnet-biotite paragneiss (AC15) of the Araticum Complex and their respective BSE images.

4.7. Nd Isotopic composition

Sm-Nd analyses were performed on eighteen representative samples of metasedimentary and mafic metavolcanic rocks of the Araticum Complex.

Amphibolites intercalated in metasedimentary rocks exhibit $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios around 0.2 suggesting derivation from juvenile sources which may reflect the input from island arcs and back-arc which is also suggested by positive ϵNd (600Ma and 900Ma) values between 3.79 and 4.19 (Table.4.3).

Eight samples of garnet-biotite gneiss indicated T_{DM} ages between 1.37 and 1.85 and seven samples of sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists with T_{DM} values between 1.44 and 1.80 as shown in Table. 4.3. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios fluctuate between 0.11 and 0.14. The spectrum of T_{DM} ages compared to other lithotectonic domains of the southern PB is shown in the histogram of Figure.9. ϵNd (600Ma and 900Ma) parameter for metasedimentary rocks reflect the input immature nature source with juvenile contribution varying between negative and positive values -14.53 to 10.50.

Marbles samples (AC49 to AC54) intercalated in metasedimentary rocks indicated T_{DM} values between 1.60 and 1.66 Ga and a calcissilicatic rock (AC21 to AC24) showed T_{DM} between 0.96 and 1.30 Ga.

4.8. Discussion

4.8.1 Geochemistry and source area weathering

The metasedimentary rocks show high values of $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and low $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1 to 1.2) indicating presence of feldspar in the source rock. (Roser et al., 1996). All samples show low CaO (2 wt%) and TiO_2 (0.9 wt%). $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ratios are high with values ranging from 4.7 to 5.6 corroborating the high concentration of alumina-rich minerals also verified in the petrography. CIA and PIA indexes used as parameters to quantify the chemical weathering in the protolith (Nesbitt and Young, 1982, 1996; Fedo et al., 1995) show little chemical weathering and moderate presence of clay minerals in the source area.

The chemical alteration index (CIA) applied to metasedimentary rock of the Araticum Complex presents values between 57 and 60 and suggests that rocks from the source area underwent chemical weathering that was not severe. In addition, PIA values ranging between 60 and 64 for these rocks indicate source area with significant presence of clay minerals. Major and trace elements behavior on discriminant diagrams suggest that the sedimentary sequence was deposited in an oceanic volcanic arc environment with material derived from erosion of andesitic and basaltic sources. REE contents in metasedimentary rocks of the Araticum Complex are similar to the ES (European Shale)

and PASS (Post-Archean Australian Shale) and present slight LREE fractionation compared to HREE when normalized to the North American Shale Composite.

REE contents in metasedimentary rocks of the Araticum Complex are similar to the ES (European Shale) and PASS (Post-Archean Australian Shale) and present slight LREE fractionation compared to HREE when normalized to the North American Shale Composite. Comparing the REE contents of felsic metavolcanic rocks of the Araticum Complex (ATC) with the UCC (Upper Continental Crust) they show similar patterns, with slightly negative Eu anomalies. This negative anomaly is generally larger in silica-rich rocks than in basic rocks (Taylor and McLennan, 1985). According to Cullers et al. (1975), three situations may occur: (I) the source rock contained this anomaly prior to the processes that formed the sediments, (II) the weathering process may have removed the Eu along with other REE and (III) contamination by detrital minerals presenting this anomaly. Normalized trace elements with respect to UCC showed depletion in Sr, Nb and U and enrichment in Rb, La, Th Nd, Ce and Hf, suggesting weathering of feldspars generating a high content of clay minerals.

Amphibolites of the ATC, present chemical features similar to magmatic arc-related tholeiitic and calc-alkaline basalts. Also, our geochemical data suggest the influence of island arcs and back-arc basin components associated with the collision process (Fitton, 1971; Arculus, 2004). REE contents in the amphibolites (mafic metavolcanic rock) normalized to the chondrite show low fractionation of LREE in relation to HREE with subhorizontal pattern and very slight negative Eu anomaly, confirming the primitive origin of these rocks. Trace elements in amphibolites normalized with respect to the primitive mantle exhibit strong similarity with the pattern of oceanic volcanic arc basalts.

4.8.2 Detrital zircon U-Pb

Detrital zircon U-Pb analysis for LA-MC-ICP-MS from the metavolcanic-sedimentary Araticum Complex ranges from Stenian to Cambrian, with major peaks at 597 and 1054 Ma.

Detrital zircon data from sillimanite-garnet-biotite schist (AC05) and garnet-biotite paragneiss (AC15) indicated age spectrum between 1054 and 597 Ma with maximum age of deposition of the protoliths around 597 Ma. This result is consistent with ages of magmatic arcs in the southern portion of the Pernambuco-Alagoas block north of the Brasiliano/Pan-African Sergipano Fold Belt which have ages around 630-570 Ma (Carvalho, 2005; Oliveira et al., 2014; Silva Filho et al., 2014). Carvalho, 2005 and Oliveira et al., 2005, 2015 obtained on garnet-mica schists (FS-68) and quartzites (FS-89) pointed out to ages ranging from 985 to 920 Ma. No zircon grains younger than 900Ma were observed in both samples. Such ages (AC05 and AC15) suggest that rocks from the Macururé Domain were deposited during the Brasiliano orogeny. On the other hand, Oliveira et al., (2015), also documented paleoproterozoic grains, ranging from 2000-2150 Ma, which is not present on rocks of the ATC. Paleoproterozoic zircon grains might indicate an older source, which can be attributed to gneissic-migmatitic domes, such as the Jirau do Ponciano (Brito et al.,2009).

In our investigated rocks, 14 grains inherited from Meso/Neoproterozoic sources (1.0-0.92 Ga) suggest partial contribution of volcanic sources exhumed and eroded from the Cariris Velhos orogenic rocks. In the AC15 sample, most of the zircon grains present Neoproterozoic ages around 634 Ma indicated that the deposition period of the Macururé Domain was not before the Brasiliano Orogeny as previously suggested by Oliveira et al., (2005).

Paleoproterozoic zircon ages were not recorded in the Araticum Complex, which are common in the Macururé Domain (Oliveira et al., 2015, Figure.4.1b). Such results suggest that the major sources of this unit might be associated with the Tonian Cariris Velhos orogeny, which are also described in the Southern Part of the Pernambuco-Alagoas Massif to the north (Silva Filho et al., 2014) and the Neoproterozoic-Cambrian Brasiliano orogen, that strongly affected the Southern portion of the Borborema Province (Santos et al., 2010; Brito Neves et al., 2014; Oliveira et al., 2015).

4.8.3 Nd isotopes and depositional setting

The T_{DM} values of sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists, garnet-biotite gneisses, calc-silicate rocks and marbles range between 1.29 and 1.85 Ga (Table. 4.3) indicating that the Araticum Complex has an older contribution than the Canindé (1.1-1.6 Ga), and similar to Marancó (1.18-2.23 Ga) domains. Such data also indicate that the studied sequence could be part of the Macururé Domain (1.28-1.78 Ga, Oliveira et al., 2015, Figure. 4.9). According to these authors, no sample with T_{DM} ages older than 1.78 Ga was observed in the Macururé Domain. Recent regional isotopic investigations of Nd and U-Pb geochronology on detrital zircon suggest that sediments of the Marancó and Macururé domains were deposited on the continental margin of the Pernambuco-Alagoas block before the collision with the São Francisco Craton plate and that the Canindé domain probably corresponds to an aborted Neoproterozoic rift association within the southern part of the Pernambuco-Alagoas block (Oliveira et al., 2015).

According to these authors, the basal units of the Vaza-Barris and Estância domains are made of sedimentary rocks derived from the erosion of the São Francisco Craton and are interpreted as passive margin sequences with exception for Itabaiana quartzites (Vaza-Barris Domain) and Juetê diamictites (Estância Domain, Oliveira et al., 2015). Nd isotopes and U-Pb geochronological data for detrital zircon grains in several key areas of the Sergipano Fold Belt, such as the Araticum, Arapiraca, Nicolau-Campo Grande and Jirau do Ponciano complexes are still scarce and only a few regional integration interpretations have been put forward in the last years (Carvalho, 2005; Nascimento, 2005; Oliveira et al., 2006). The geochronological pattern obtained in the present work, along with litho geochemistry, suggests that the Araticum paleobasin was partially filled by material derived from the erosion of volcanic arcs exhumed before and during the Brasiliano/Pan-African orogeny of the Borborema Province together with some contribution from the Cariris Velhos crustal sources (1.0-0.6 Ga, Figure 4.10).

Closure of the ocean, took place during successive collisional events which resulted in the construction of Ediacaran continental arcs with similar crystallization ages in the northern portion of the Sergipano Fold Belt (Canindé, Poço Redondo-Marancó and Macururé domains, 630-570 Ma (Bueno et al., 2009; Santos et al., 2014; Oliveira et

al., 2010, 2015) when compared with the southern border of the Pernambuco-Alagoas Terrain (Serra do Catu, Cachoeirinhas, Águas Belas, Santana do Ipanema, Água Branca, Mata Grande and Correntes, 635-590 Ma, Silva Filho et al., 2014, 2016, Figure.4.10).

This collisional process is recorded by the contractional/transpressional tectonics represented by the main shear zones of the Sergipano Fold Belt developed between 650 and 540 Ma (Carvalho, 2005; Oliveira et al., 2010). We suggest as possible sources for the Araticum Complex the Neoproterozoic islands arcs (600-590 Ma) that developed in the southern portion of the Pernambuco-Alagoas Domain.

These island arcs were probably exhumed and eroded during the closure of the ocean with deposition of sediments on both sides of the Sergipano Fold Belt such as extensive layers of marble in the Araticum Complex.

4.8.4 Tectonic Implications

We consider that the geotectonic model proposed by Oliveira et al. (2010, 2015) for the evolution of the Sergipano Fold Belt as the most likely. In this model the break-up of the Paleoproterozoic continent resulted in the opening of a proto-ocean on the southern coast of the Pernambuco-Alagoas block followed by subduction of oceanic lithosphere and ocean closure. The extensional phase conditioned the deposition of passive margin sediments on both sides of the belt. Indications of ocean floor association were recorded in deformed pillow basalts in the Novo Gosto Unit of the Canindé Domain (Oliveira et al., 2010) and ultrabasic chlorite schists intercalated within metasedimentary rocks of the Macururé Domain (Bueno et al., 2009). Several alternative models of tectonic environment have been proposed for rocks of the Macururé Domain located in the northern portion of the Sergipano Fold Belt: deep environment (Davison and Santos, 1989), flysch sequence in continental margin (Jardim de Sá et al., 1992), forearc basin (Carvalho, 2005) and continental margin of the old Borborema plate before collision with the São Francisco Craton (Oliveira et al., 2015). Brazil-Africa correlation has a major role in paleogeographic reconstructions of Western Gondwana, as shown by several studies (Caby, 1989; Castaing et al., 1993; Toteu et al., 2001; Brito Neves et al., 2002; Van Schmus et al., 2008).

Recent lithotectonic connections between the Neoproterozoic Borborema Province in NE Brazil with West Africa domains, such as Trans-Saharan, Nigerian and Oubanguides mobile belts were focused on the oceanic paleobasins and proto-oceans (Van Schmus et al., 2008). In the southern sub-province of Borborema Province, in the Pernambuco-Alagoas Terrain/Massif, the isotopic data suggest that the deposition of metasedimentary sequences, generally known as the Rio Una Complex, on the Paleoproterozoic basement (Rhyacian ca. 2.2-2.0 Ga) occurred during an extensional Cryogenian event between 850-631 Ma (Silva Filho et al., 2014). In the Riacho do Pontal Belt the sequences of metasedimentary rocks are dominantly of Meso-Neoproterozoic ages (1.0-0.5 Ga) with a collision process similar to the Sergipano Fold Belt involving a complete tectonic cycle (Oliveira et al., 2015). Finally, in the Rio Preto Belt, Paleoproterozoic and Neoproterozoic sources, amphibolite lenses of the Formosa Formation with chemical signature of island arc environment were described by Caxito et al. (2013).

The age of detrital zircon grains between 920-1000 Ma for sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists (AC5, Figure 4.8b) are similar the ages (980-1000 Ma) obtained for the Poço Redondo-Marancó Domain suggests that the Cariris Velhos crust corresponds to the source region for these rocks (Carvalho, 2005; Santos et al., 2010, Figure 4.1b). Recent research by modeling has revealed that island arcs contribute more effectively to continental crust construction than continental arcs (Stern and Scholl 2010; Jagoutz and Schmidt, 2012). Tonian and Cryogenian to Ediacaran continental arcs are situated in the northern portion of the Sergipano Fold Belt and south of the Pernambuco-Alagoas Domain. In this context we suggest that the islands arcs and back-arc basins contributed as a source area for deposition of the Araticum complex together with of the these continental arc contribution. Therefore, the island arcs were exhumed and eroded during the subduction process during Borborema Province Neoproterozoic evolution (Figure.4.10).

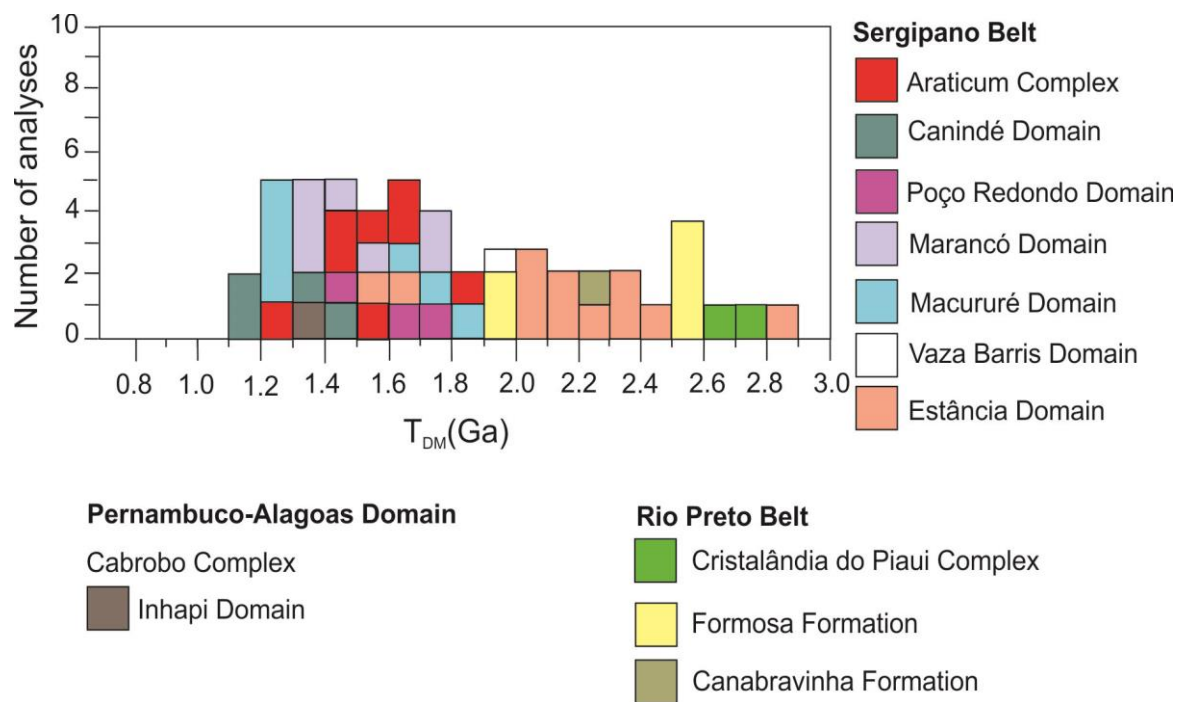


Figure.4.9. Distribution of T_{DM} model ages for metasedimentary rocks of ATC- Araticum Complex compared to possible source areas of the Sergipano Fold Belt (SFB). PEAL- Pernambuco-Alagoas Domain and SFC- São Francisco Craton data from (Oliveira et al., 2010, 2015; Silva Filho et al., 2014, Caxito et al 2013).

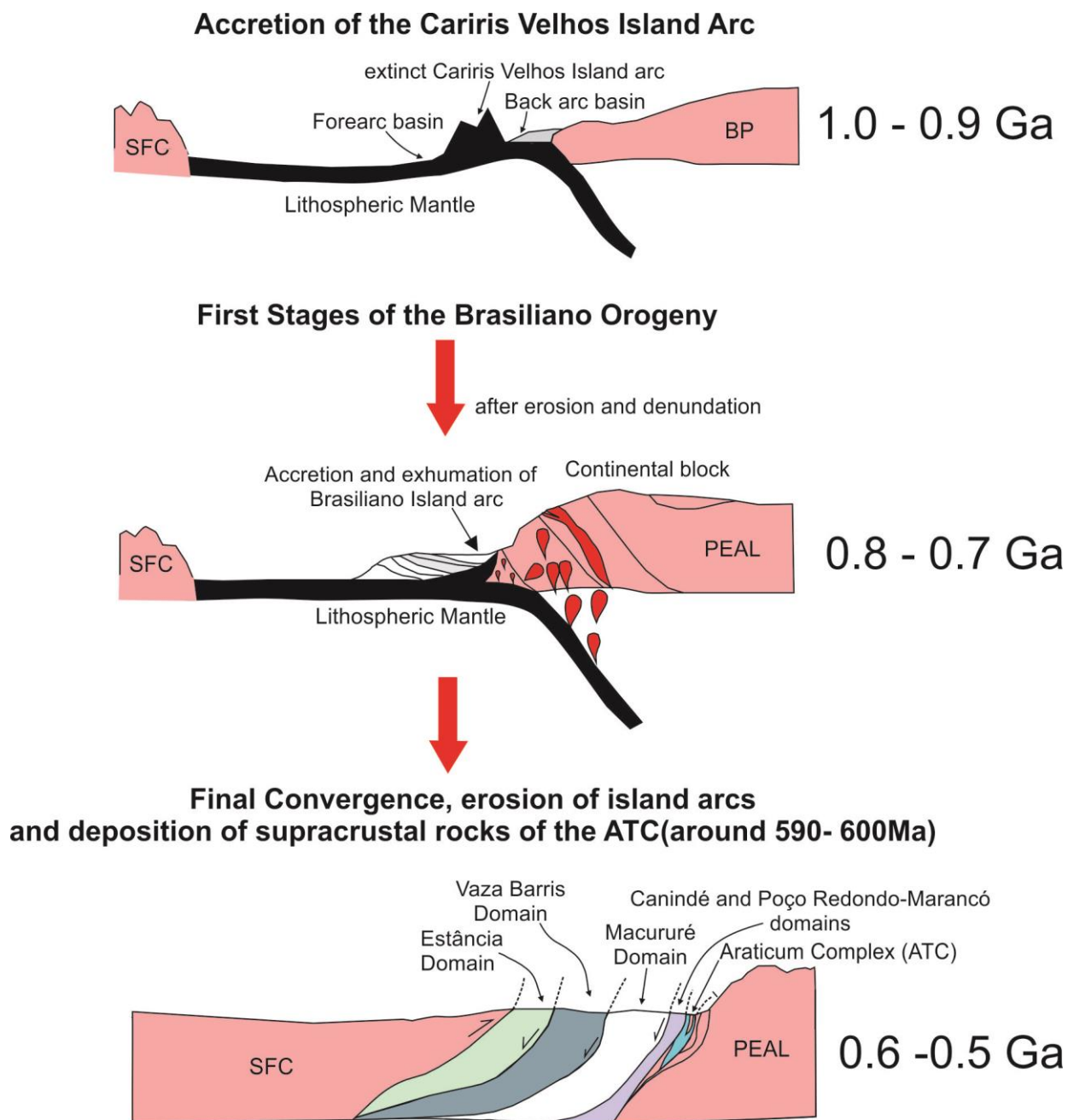


Figure.4.10. Schematic picture illustrating the tectonic evolution of the northern portion of the Sergipano Belt with formation of the Araticum Complex derived from erosion of island arcs followed by the formation of continental arc around 0.6-05Ga, adjacent to the Pernambuco-Alagoas Domain.

4.9. Conclusion

Our results provide new insights to understand the provenance of metasedimentary rocks in the Southern Borborema Province. Rocks that compose the Araticum metavolcanic sedimentary sequence are exposed in the NE portion of the Sergipano Fold Belt and comprises Sillimanite-garnet-biotite-muscovite schists, garnet-biotite paragneisses, metagraywackes, marbles, amphibolite and intermediate metavolcanic rocks, as well as calc-silicate rocks.

Geochemical, isotopic and geochronological data indicate that they were derived from an island arc and back-arc basin settings setting involved in the collision between the São Francisco Craton and the Borborema Province. Amphibolites show positive ϵNd values for 900 and 600Ma suggesting juvenile sources such as island arcs. ϵNd (600-900Ma) values for metasedimentary rocks are also positive (1.17 to 10.50) indicating participation of mantle component in the source of the Araticum paleobasin. Whole rock geochemical suggest sources varying from andesites to basalts.

U-Pb zircon data indicate two different source areas associated with major peaks at ca. 642 and 1047 Ma. The maximum depositional age is interpreted as 597 Ma, which is compatible with most of granitic magmatism in the region around 600 Ma (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2015), associated with collisional settings. The maximum obtained deposition age of the ATC suggest that the Marururé Domain was developed during the Brasiliano Orogeny (600 Ma), which is consistent to the model proposed by Carvalho (2005) and Oliveira, 2005, that suggest a possible correlation between this Domain and the Marancó Poço-Redondo Domain.

Integration of these data with available models for southern Borborema Province allow us to define that such orogenic complex were developed between the convergence of the Pernambuco-Alagoas Terrane and the São Francisco Craton and that was exhumed and eroded during or late in the Brasiliano-Pan-African orogeny contributing to deposition of the Araticum sediments, coeval with several paleobasins in Western Africa such as the Lom basin in Cameroon (Toteu et al., 2006).

4.10. Acknowledgments

This work represents part of the PhD project of HML at the University of Brasília. The authors thank the financial support provided by CNPq, through grant 159762/2013-8, as well as the staff of the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. We also express our gratitude for the two anonymous reviewer for their contributions on the original manuscript.

Table. 4.1. Major element (wt.%) concentrations of Araticum Complex. n.d.- not detected.

Sample	Garnet-biotite paragneisses and sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists										Amphibolites						Marble				
	AC5	AC9	AC10	AC11	AC12	AC13	AC14	AC15	AC16	AC17	AC29	AC30	AC31	AC32	AC33	AC34	AC35	AC36	AC48	AC49	AC51
SiO ₂	61.9	61.1	61.1	62.9	64.8	61.4	60.6	62.2	61.3	61.6	49.3	46.5	47	47.9	50.2	50.3	50	49.2	3.10	5.57	4.47
TiO ₂	0.91	0.96	0.95	0.92	0.91	0.95	0.94	0.91	1.13	1.16	1.17	1.23	1.22	1.16	1.13	1.16	1.12	1.13	0.04	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	15.2	14.9	14.8	15.4	14.3	14.9	14.8	15.2	15.4	15.4	13.3	14.7	14.6	14.3	13.8	13.8	13.6	14.3	0.52	0.14	0.0
Fe ₂ O ₃ (total)	7.43	7.63	7.52	7.52	7.19	7.62	7.55	7.53	8.02	8.13	14.1	15.15	15.1	14.7	14.2	14.1	13.8	14.0	0.44	0.55	0.21
MnO	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.17	0.16	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20	0.02	0.03	0.02
MgO	2.77	2.75	2.75	2.80	2.63	2.75	2.75	2.79	3.22	3.26	5.76	6.32	6.28	6.12	5.93	5.95	5.79	5.84	12.41	17.92	20.37
CaO	2.06	2.09	2.08	2.09	2.03	2.09	2.09	2.06	1.61	1.58	10.9	11.6	11.5	11.3	10.9	10.9	10.8	10.7	40.92	33.22	32.29
Na ₂ O	2.68	2.68	2.67	2.71	2.60	2.68	2.66	2.66	2.65	2.62	1.61	1.75	1.71	1.65	1.59	1.61	1.60	1.58	0.04	0.02	0.10
K ₂ O	2.72	2.76	2.74	2.75	2.66	2.76	2.75	2.75	3.23	3.25	0.30	0.35	0.35	0.33	0.32	0.33	0.30	0.33	0.01	0.04	0.02
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.18	0.19	0.17	0.16	0.19	0.2	0.25	0.23	0.10	0.12	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.03	0.00	0.00
LOI	3.59	3.61	3.58	3.68	3.63	3.66	3.57	3.66	2.02	2.15	1.24	1.18	1.22	1.25	1.23	1.08	1.04	1.21	40.97	40.55	42.36
Total	99.5	98.7	98.5	101	101	99.1	98.1	100	99.0	99.5	98.0	99.1	99.3	99.0	99.6	99.6	98.5	98.6	98.5	98.0	99.8
K ₂ O/Na ₂ O	1.01	1.03	1.03	1.01	1.02	1.03	1.03	1.03	1.22	1.24	0.19	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.21			
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.06	4.10	4.11	4.08	4.53	4.11	4.09	4.08	3.97	3.99	3.71	3.15	3.21	3.35	3.64	3.64	3.66	3.44			
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	10.1	10.3	10.2	10.2	9.80	10.3	10.2	11.2	11.3	14.4	15.5	15.4	15.0	14.5	14.4	14.1	14.1	14.3			

Table. 4.2. Trace element (ppm) concentrations of Araticum Complex. n.d.- not detected

Sample	Garnet-biotite paragneisses and sillimanite-garnet-muscovite-biotite schists										Amphibolites							
	AC5	AC9	AC10	AC11	AC12	AC13	AC14	AC15	AC16	AC17	AC29	AC30	AC31	AC32	AC33	AC34	AC35	AC36
Sc	20	20	20	20	20	20	20	20	22	21	51	50	49	49	50	48	50	49
V	147	149	149	144	138	141	137	137	139	144	374	351	343	373	359	373	370	381
Cr	170	160	150	160	160	160	150	160	190	210	200	180	170	200	180	190	210	190
Co	19	20	20	20	20	19	20	20	38	24	43	43	42	41	42	42	42	42
Li	50	50	50	50	50	50	50	50	60	60	30	30	30	30	30	30	30	30
Mo	1	2	n.d.	1	1	2	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1	1	1	1	n.d.
Ni	48	50	48	48	46	52	47	49	63	59	47	49	46	43	45	46	47	45
Cu	18	18	20	18	18	19	18	21	54	62	120	128	129	130	134	127	100	127
Zn	138	139	137	141	142	145	137	140	115	114	106	103	101	102	104	102	102	103
Ga	25	25.1	24.7	24.3	24.3	23.6	23.7	23.9	22.9	24.8	22.4	20.8	20.2	21.3	20.7	22	22	21.6
Rb	167.5	167.5	168.5	164	157.5	157.5	160	160.5	124.5	129	6.3	6	6	6.4	6.2	6.6	6.1	6.6
Sn	3	3	3	2	2	3	2	3	2	4	1	1	n.d.	1	1	1	1	1
W	6	6	4	5	6	6	4	5	5	8	8	6	4	4	4	5	6	4
Zr	201	213	209	198	208	210	213	208	286	307	61	57	54	64	58	61	61	60
Nb	15.1	17	15.7	15.1	14.7	14.3	21.4	15.6	17.4	18.2	1.4	1.5	1.2	1.6	1.5	1.6	1.7	1.4
Cs	7.38	7.65	7.38	7.09	7.18	6.96	7.09	7.12	8.24	8.65	0.19	0.15	0.17	0.21	0.18	0.2	0.14	0.2
Ba	821	833	822	769	772	774	784	791	575	592	128	115.5	112.5	121.5	117	127	140.5	118

La	37.9	41.7	37.4	38	38.1	37.3	35.2	44.2	44.8	42.1	4.7	4.5	4.4	4.7	4.6	4.8	4.7	4.8
Ce	73.8	81.1	71.8	73.2	71.2	72.2	67.9	83.9	89.6	83.2	11.5	11	10.4	11.1	10.6	11.5	11	11.3
Pr	8.35	9.01	8.12	8.45	8.17	8.19	7.55	9.51	10.45	9.73	1.65	1.53	1.52	1.6	1.52	1.59	1.56	1.57
Nd	33	34.2	30.4	32.3	30.8	31.4	28.6	35.6	39.1	37.1	8.4	7.6	7.3	7.8	7.8	8	7.7	8
Sm	6.65	6.82	5.97	6.13	5.94	6.02	6.06	6.78	7.73	7.37	2.7	2.48	2.23	2.53	2.35	2.56	2.5	2.47
Eu	1.29	1.28	1.28	1.37	1.4	1.34	1.33	1.34	1.52	1.56	0.98	0.9	0.95	0.81	0.89	0.97	0.99	1
Gd	5.75	5.97	5.93	5.98	6.05	5.67	5.99	6.79	7.48	7.52	3.79	3.66	3.85	3.62	4.08	3.86	3.67	3.71
Tb	0.81	0.91	0.86	0.89	0.87	0.79	0.89	0.93	1.16	1.14	0.67	0.63	0.63	0.63	0.63	0.61	0.69	0.66
Dy	5.08	5.17	4.98	5.06	5.08	5.08	4.85	5.43	6.44	6.67	4.18	4.3	3.94	4.05	4.17	3.81	4.2	4.23
Ho	1.02	1.06	1.05	1.08	1.04	0.95	1.13	1.14	1.42	1.31	0.96	1	0.92	0.92	0.93	0.9	1	0.92
Er	3.09	3.33	3.32	3.17	2.99	3.03	3.34	3.29	4.56	4.34	3.01	2.88	2.71	2.67	2.81	2.63	3.04	3.11
Tm	0.46	0.47	0.43	0.43	0.5	0.41	0.47	0.52	0.56	0.61	0.43	0.44	0.37	0.44	0.39	0.44	0.45	0.4
Yb	3.01	3.17	2.93	2.96	2.89	2.94	3.05	3.23	3.92	3.66	2.74	3.05	2.53	2.88	2.99	2.46	2.92	2.8
Lu	0.42	0.48	0.46	0.47	0.45	0.44	0.5	0.44	0.58	0.56	0.45	0.43	0.44	0.39	0.48	0.41	0.42	0.45
Y	27.6	29.8	29.2	27.5	27.4	26.6	28.2	29.1	36.5	37.3	26.2	24.7	23.5	26.3	25.8	26	25.9	25.4
Hf	5.8	6.2	6.1	5.9	6.4	6.4	6.3	6.2	8.7	9	1.8	1.9	1.6	1.7	1.6	1.6	1.9	1.8
Ta	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9	0.8	1.4	1	1.1	1.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	19	20	17	16	19	18	22	20	48	18	n.d.	n.d.	3	5	3	n.d.	2	n.d.
Th	11.6	12.5	11.35	11.1	11.65	11	10.7	13.15	14.45	12.45	0.46	0.52	0.51	0.45	0.54	0.54	0.58	0.51
U	1.52	1.77	1.6	1.39	1.47	1.53	1.37	1.87	2.96	2.78	0.13	0.13	0.1	0.09	0.09	0.11	0.1	0.11

ΣREE	208	224	204	207	203	202	195	232	256	244	72	70	66	70	70	70.5	71	71	
Eu/Eu^*	0.90	0.88	0.94	0.99	1.02	1.01	0.97	0.87	0.92	0.88	0.94	0.91	0.98	0.82	0.87	0.94	1.00	1.01	
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	1.22	1.27	1.24	1.24	1.28	1.23	1.12	1.33	1.22	1.27	1.23	1.06	1.25	1.17	1.10	1.40	1.15	1.23	
$(\text{La}/\text{Sm})_N$	1.02	1.09	1.12	1.10	1.14	1.10	1.03	1.16	1.02	1.09	1.12	1.17	1.27	1.20	1.26	1.21	1.21	1.25	
$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$	1.14	1.12	1.20	1.20	1.25	1.15	1.17	1.25	1.14	1.12	1.14	0.99	1.26	1.04	1.13	1.30	1.04	1.10	
$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/\text{Eu}^*$		$\text{Eu}^* = (\text{Sm} + \text{Gd})_N/2$																	

Table.4.3: Sm-Nd isotopic data from Araticum Complex rocks.

Sample	Rock	Longitude (UTM 24S)	Latitude (UTM 24S)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(0)$	$\epsilon\text{Nd}(600\text{Ma})$	$\epsilon\text{Nd}(900\text{Ma})$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
AC01	Garnet-biotite paragneiss	-37.138326°	-9.689523°	8.856	43.370	0.512161(28)	0.1234	-9.30	-3.69	-0.89	1.48
AC04	Garnet-biotite paragneiss	-37.160100°	-9.696418°	10.658	54.609	0.512134(20)	0.1180	-9..84	-3.82	-0.81	1.44
AC05	Garnet-biotite paragneiss	-37.170631°	-9.723864°	9.989	56.226	0.511907(12)	0.1074	-14..25	-7.56	-4.14	1.62
AC09	Garnet-biotite paragneiss	-37.133119°	-9.668828°	8.848	29.819	0.511825(12)	0.1794	-15.85	-14.53	-13.86	1.85
AC10	Garnet-biotite paragneiss	-37.452655°	-9.665913°	8.143	42.060	0.512168(10)	0.1170	-9.16	-3.20	-0.15	1.37
AC11	Garnet-biotite paragneiss	-37.186053°	-9.648445°	8.047	37.900	0.512200(14)	0.1283	-8.55	6.72	9.34	1.49
AC14	Garnet-biotite paragneiss	-37.170099°	-9.581720°	6.835	33.985	0.512114(5)	0.1216	-10.23	7.27	10.14	1.52

AC15	sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist	-37.208597°	-9.640680°	7.732	39.677	0.512128(5)	0.1178	-9.95	7.48	10.50	1.44
AC16	sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist	-37.004512°	-9.707961°	6.607	33.299	0.512109(5)	0.1199	-10.32	7.39	10.33	1.51
AC17	sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist	-37.189891°	-9.656530°	3.899	17.776	0.512187(7)	0.1326	-8.80	-3.89	-1.44	1.59
AC41	Calc-silicate rock	-37.212743°	-9.755842°	0.104	0.516	0.512257(12)	0.1218	-7.44	-1.70	1.17	1.29
AC42	Calc-silicate rock	-36.568763°	-9.8792152°	0.102	0.596	0.512347(89)	0.1036	-5.67	1.45	5.01	0.96
AC43	Calc-silicate rock	-36.556682°	-9.6825652°	0.107	0.516	0.512332(18)	0.1253	-5.96	-0.48	2.25	1.22
AC49	Marble	-37.133112°	-9.685119°	0.750	15.812	0.511090(49)	0,0287	-30.20	-17.34	-10.91	1.60
AC51	Marble	-37.244995°	-9.776948°	0.437	2.099	0.512077(10)	0,1259	-10.93	-5.52	-2.82	1.66

AC52	Marble	-37.658765°	-9.955468°	0.235	1.135	0.512102 (7)	0.1252	-10.45	-4.98	-2.25	1.60
AC53	Marble	-37.552584°	-9.189725°	0.435	2.159	0.512108 (12)	0.1219	-10.34	-4.60	-1.74	1.54
AC54	Marble	-37.002587°	-9.687952°	0.197	0.947	0.512109 (10)	0.125	-10.32	-4.82	-2.08	1.60
AC60	Garnet-biotite paragneiss	-37.023352°	-9.675937°	3.652	15.213	0.512227(9)	0,1451	-8.01	-4.07	-2.09	1.79
AC61	sillimanite- garnet- muscovite-biotite schist	-36.203012°	-9.773115°	3.471	15.088	0.512210 (7)	0.1391	-8.36	-3.94	-1.74	1.68
AC63	sillimanite- garnet- muscovite-biotite schist	-36.130468°	-9.711868°	5.144	23.840	0.512210(29)	0.1304	-8.34	-3.27	-0.74	1.51
AC64	sillimanite- garnet- muscovite-biotite schist	-36.561122°	-9.692320°	4.046	16.850	0.512226(11)	0.1452	-8.04	-4.10	-2.12	1.80
AC68	sillimanite- garnet- muscovite-biotite schist	-36.769400°	-9.675653°	3.770	16.070	0.512251(22)	0.1418	-7.56	-3.35	-1.25	1.66

AC29	amphibolite	-37.052233°	-9.732232°	3.068	9.143	0.512869 (7)	0.2028	4.51	4.04	3.80	-
AC30	amphibolite	-37.032211°	-9.554212°	3.266	10.077	0.512850 (9)	0.1959	4.14	4.19	4.22	-
AC31	amphibolite	-36.568820°	-9.688952°	2.775	8.414	0.521284(3)	0.1994	4.00	3.79	3.69	-
AC33	amphibolite	-36.86880°	-9.999875°	2.510	7.975	0.512866 (8)	0.1902	4.44	4.95	5.19	-

Table. 4.4. U–Pb detrital zircon ages extracted from sillimanite-garnet-muscovite-biotite schist of the Araticum Complex

AC5 Spot nº	Atomic ratios		Ages(Ma)									Conc. (%)
	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	
070-ZR47	0.072	0.07130	0.97	1.747	1.27	1054	14	966	40	1026	16	109.1
065-ZR42	0.072	0.06236	0.51	0.917	0.94	653	9	686	22	661	9	95.2
063-ZR40	0.072	0.06242	3.51	0.853	4.39	609	30	688	146	626	41	88.5
060-ZR39	0.072	0.07435	2.83	1.367	3.68	807	35	1051	112	875	43	76.8
057-ZR36	0.072	0.07222	0.63	1.653	1.11	990	15	992	25	991	14	99.8
054-ZR33	0.072	0.06613	3.24	0.885	4.37	597	33	811	133	643	41	73.6
050-ZR32	0.799	0.07275	1.42	1.659	1.95	986	24	1007	57	993	25	97.9
048-ZR31N	0.392	0.07185	0.84	1.518	1.69	919	24	982	34	938	21	93.6
047-ZR30	0.845	0.07604	0.65	1.659	1.14	947	15	1096	26	993	14	86.4
046-ZR29	0.491	0.07310	0.89	1.646	1.36	975	17	1017	36	988	17	95.9
045-ZR28	0.007	0.06095	0.59	0.853	1.05	623	9	637	25	626	10	97.8
044-ZR27	0.271	0.07293	0.61	1.599	1.05	951	14	1012	25	970	13	94.0
043-ZR26	0.800	0.07823	1.10	1.502	1.55	840	16	1153	43	931	19	72.9
040-ZR25	0.008	0.06023	0.59	0.863	1.01	637	9	612	25	632	9	104.1
037-ZR22B	0.464	0.07288	0.47	1.668	0.86	990	11	1011	19	996	11	97.9
036-R22N	0.609	0.07265	0.80	1.653	1.35	984	17	1004	32	991	16	98.0
029-ZR18B	0.629	0.07374	1.04	1.692	1.06	992	14	1034	42	1006	17	95.9

024-ZR14B	0.003	0.06095	0.59	0.881	1.54	643	10	638	25	642	10	100.8
023-ZR14N	0.748	0.07373	1.03	1.512	3.34	894	18	1034	41	935	19	86.4
020-ZR13	0.209	0.06737	2.23	1.217	1.31	793	37	849	91	808	37	93.4
019-ZR12	0.004	0.06023	0.89	0.860	1.28	635	11	612	38	630	12	103.9
018-ZR11	0.502	0.07428	0.84	1.804	1.79	1046	17	1049	34	1047	17	99.7
016-ZR9	0.026	0.06087	0.89	0.873	3.91	638	18	635	38	637	17	100.5
015-ZR8	0.134	0.06890	1.93	1.005	1.09	648	42	896	79	706	39	72.3
014-ZR7	0.005	0.06099	0.58	0.867	1.21	633	10	639	25	634	10	99.0
013-ZR6	0.897	0.07855	0.73	1.763	2.83	972	16	1161	29	1032	16	83.8
010-ZR5	0.288	0.07643	1.99	1.740	0.90	985	36	1106	78	1023	36	89.0
007-ZR3	0.001	0.06136	0.40	0.887	1.97	643	9	652	17	645	9	98.6
006-ZR2	0.056	0.05972	1.50	0.807	1.35	603	14	594	64	601	18	99.5

Table. 4.5. U–Pb detrital zircon ages extracted from garnet-biotite paragneiss of the Araticum Complex

AC15	Atomic ratios			Age(Ma)							Conc. (%)	
	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		1 σ (%)
Spot nº												
080-ZR57	0.766	0.06030	0.82	0.890	1.30	655	12	614	35	646	12	106.7
079-ZR56	0.599	0.06158	0.80	0.884	1.23	639	10	659	34	643	12	96.8
078-ZR55	0.919	0.07062	0.87	1.030	1.28	648	11	947	35	719	13	68.5
077-ZR54	0.243	0.06131	0.78	0.880	1.27	638	11	650	33	641	12	98.2
076-ZR53	0.088	0.05994	0.61	0.854	1.07	634	10	601	26	627	10	105.5
075-ZR52	1.034	0.06191	1.03	0.866	1.55	623	13	671	44	634	15	92.8
074-ZR51	0.154	0.06085	0.67	0.880	1.09	643	9	634	29	641	10	101.5
073-ZR50	0.526	0.06214	0.91	0.885	1.45	634	13	679	39	644	14	93.4
070-ZR49	0.449	0.06372	1.02	0.900	1.49	628	12	732	43	652	14	85.8
069-ZR48	0.428	0.06192	1.16	0.890	1.61	639	13	671	49	646	15	95.2
068-ZR47	0.410	0.06269	1.03	0.871	1.56	619	13	698	44	636	15	88.8
067-ZR46	0.433	0.06306	0.66	0.904	1.07	637	9	710	28	654	10	89.7
066-ZR45	0.439	0.06131	0.90	0.869	1.43	631	13	650	38	635	13	97.0
064-ZR43	0.080	0.06411	0.59	0.900	1.20	625	12	745	25	652	11	83.8
060-ZR42	0.637	0.06465	0.78	0.951	1.17	653	10	763	33	678	12	85.6
059-ZR41	0.528	0.06239	1.05	0.878	1.49	626	12	688	45	640	14	91.1
058-ZR40	0.099	0.06235	0.67	0.883	1.10	630	9	686	29	642	10	91.8

057-ZR39	0.655	0.06486	0.73	0.937	1.17	643	10	770	31	672	11	83.5
056-ZR38	1.014	0.06342	1.24	0.889	1.68	624	13	722	52	646	16	86.4
055-ZR37B	0.560	0.06070	0.81	0.879	1.19	644	10	628	35	641	11	102.5
054-ZR37N	0.798	0.06633	1.27	0.941	2.12	631	20	817	52	673	21	77.3
053-ZR36	0.097	0.06132	0.65	0.853	1.15	620	10	650	28	626	11	95.3
049-ZR34	0.484	0.06129	1.05	0.886	1.47	643	12	650	45	644	14	99.0
048-ZR33	0.528	0.06153	0.65	0.884	1.08	639	10	658	28	643	10	97.1
047-ZR32	0.765	0.06101	0.64	0.856	1.19	625	11	640	27	628	11	97.7
046-ZR31	0.322	0.06037	0.66	0.871	1.01	642	8	617	28	636	10	104.0
045-ZR30	0.156	0.06077	0.73	0.864	1.14	633	10	631	31	632	11	100.2
044-ZR29	0.578	0.06031	0.63	0.893	1.23	658	12	632	27	648	12	107.0
040-ZR28	0.497	0.06078	0.92	0.894	1.28	653	10	691	39	648	12	103.4
039-ZR27	0.323	0.06249	0.76	0.891	1.19	634	10	647	32	647	11	91.8
038-ZR26	0.886	0.06123	1.15	0.859	1.71	625	14	618	49	630	16	96.5
037-ZR25	0.078	0.06041	0.55	0.847	0.97	624	8	633	23	623	9	101.0
036-ZR24	0.475	0.06083	0.69	0.865	1.18	632	11	775	30	633	11	99.8
035-ZR23B	0.560	0.06502	0.83	0.938	1.28	641	11	599	35	672	13	82.7
034-ZR23N	0.500	0.05986	1.49	0.837	1.98	623	15	611	64	617	18	104.0
033-ZR22	0.567	0.06021	1.37	0.853	1.97	630	16	721	59	626	18	103.1
030-ZR21	0.438	0.06337	1.07	0.863	1.58	607	13	653	45	632	15	84.3
029-ZR20B	0.103	0.06140	0.64	0.863	1.08	626	9	781	28	632	10	95.8

027-ZR19	0.596	0.06520	0.66	0.905	1.31	618	13	641	27	654	13	79.2
026-ZR18	0.593	0.06106	0.74	0.869	1.31	633	12	619	32	635	12	98.8
025-ZR17	0.338	0.06043	1.60	0.854	2.01	629	14	691	68	627	19	101.6
024-ZR16	0.538	0.06248	0.53	0.896	1.20	638	12	632	23	650	11	92.4
020-ZR15	0.317	0.06077	0.61	0.905	1.24	653	13	631	26	654	12	104.7
019-ZR14	0.432	0.06077	0.76	0.834	1.56	661	15	631	33	616	14	96.9
017-ZR12	0.590	0.06036	1.34	0.860	2.14	612	20	617	57	630	20	102.8
016-ZR11	0.337	0.06052	0.95	0.882	2.16	634	23	622	41	642	20	104.1
015-ZR10	0.353	0.06823	1.22	0.973	1.52	648	10	876	50	690	15	72.5
014-ZR9	0.120	0.06067	0.55	0.885	1.12	635	11	628	23	643	11	103.2
013-ZR8	0.357	0.05827	1.27	0.887	1.80	648	16	540	55	645	17	125.0
010-ZR7	0.150	0.06015	0.59	0.857	1.16	675	11	609	25	629	11	104.1
009-ZR6	0.640	0.06095	0.54	0.911	1.17	634	12	637	23	658	11	104.1
008-ZR5	0.498	0.06060	0.55	0.913	1.26	663	14	625	24	659	12	107.0
007-ZR4	0.647	0.06061	0.54	0.890	1.07	669	11	626	23	646	10	104.2
006-ZR3	0.897	0.06123	0.73	0.908	1.18	652	11	647	31	656	11	101.8

4.11. References

Araujo, C.E.G., Cordani, G.U., Weinberg, R., Basei, M.A.S., Armstrong, R., Sato, K., 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202-203, 167-189.

Arculus, R. J., 2004. Evolution of arc magmas and their volatiles, in *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 150, edited by R. S. J. Sparks and C. J. Hawkesworth, pp. 95–108.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P, Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, V 74: 285–297.

Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and Its Correlation with Nigeria, NW Africa. Geological Society, London, Special Publication 294, pp. 49-67.

Bhatia, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* 91, 611–627.

Brito, M.F.L., Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P. 2009. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução na interface dos domínios Sergipano e Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 39, p. 324-337.

Brito, M. F. L., Mendes, V. A., 2011. Compartimentação Tectônica da Folha Arapiraca. XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e VII International Symposium on Tectonics, 286-289. Campinas, SBG.

Brito, M.F.L., Mendes, V.A., Paiva I.P., 2008. Caracterização petrográfica e litológica das metamáficas do Complexo Araticum, Domínio Canindé, sistema de dobramentos sergipano, NE do Brasil. In: 44° Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, SBG, Anais, CD-ROM.

Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Fetter, A.H., 2002. North-western Africa and North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences* 34, 275 e 278.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U.G, Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 151-182p.

Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: A review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3):493-518.

Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H., 2009. U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research* 15, 86–97.

Bühn, B.M., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81, 1-16.

Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America Special Paper* 230, 145-158.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus Academie de Sciences de Paris, Serie 2*, 309:2023-2029.

Carvalho, M.J., 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo: Registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 175p.

Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chevremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics*, 218, 323–342.

Caxito, F.A., Uhlein, A., 2013. Arcabouço tectônico e estratigráfico da Faixa Riacho do Pontal, divisa Pernambuco-Piauí-Bahia. *Geonomos*, 21(2), p.19-37.

Caxito, F.A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Uhlein A., 2013. Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Research*. p. 741-754.

Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 1999. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology* 40, 875-878.

Chemale, Jr. F., Kawashita, K., Dussin, I.A., Ávila, J.N., Justino, D., Bertotti, A.L., 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2):275-295.

Cullers, R.L., Chaudhuri, S., Arnold, B., Lee, M., Wolf, C.N.Jr., 1975. Rare earth distributions in clay minerals and in the clay-sized fraction of the Lower Permian and Havensville and Eskridge Shales of Kansas and Oklahoma. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 39, 1691-1703.

Davison, I., Santos, R.A., 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, 45, 319-342.

D'el-Rey Silva, L.J.H., 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 453-470.

D'el-Rey Silva, L.J.H., Dantas, E.L., Teixeira, J.B.G., Laux, J.H., Silva, M.D.G., 2007. U-Pb and Sm-Nd geochronology of amphibolites from the Curaçá Belt, São Francisco Cráton, Brazil. *Gondwana Research*, 12:454-467.

DePaolo, D.J., 1988. *Neodimium Isotope Geochemistry-An Introduction*. Springer-Verlag, 490p.

Dorendorf, F., Wiechert, U., Wörner G., 2000. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 69-86.

Fedo, C.M., Nesbitt H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleo weathering conditions and provenance. *Geology* 23: 921–924.

Fitton, J. G., 1971. The generation of magmas in island arcs, *Earth and Planetary Science Letters*, 11, 63-67.

Ganade de Araujo, C.E, Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, G.U., Caby, R., Balsei, M.A.S. 2014. Ediacaran 2,500 km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature Communications* 1, 1-8.

Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72(2): 219-245.

Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang J. X., Qi L., 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence. *Journal of Sedimentary Research* 72:393–407.

Haskin, L.A., Wildeman, T.R., Frey, F.A., Collins, K.A., Keedy, C.R., Haskin, M.A., 1966. Rare earths in sediments. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth* 71(24), 6091–6105.

Haskin, M.A., Haskin, L.A., 1966. Rare earths in European shales; a redetermination. *Science* 154: 507-509.

Hastie, A.H., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341–2357.

Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-829.

Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Batista, J.R., Souza, L.C., 2015. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Research* 258, 186-207.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.

Jagoutz O., Schmidt M.W., 2012. The formation and bulk composition of modern juvenile continental crust: the Kohistan arc. *Chemical Geology* 298-299: 79-96

Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V., Trubac, J., 2011. Brand new Geochemical Data Toolkit (GCDkit 3.0) - is it worth upgrading and browsing documentation? (Yes!). *Geologické výzkumy na Morave a ve Slezsku* 18, 26-30.

Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A., Kawashita, K., 1992. Terrenos proterozoicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4): 472-480.

Jensen, L.S., 1976. A new method of classifying alkali volcanic rocks. Ontario Division Mineral, Miscellaneous paper, 66.22.

Košler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Turbrett M., Pedersen R..B., 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies: a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology* 182, 605–618.

Ludwig, K.R., 2008. Manual for Isoplot 3.7: Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4. rev. August 26, 2008, 77 p.

Maynard, J.B., Valloni, R., Yu, H., 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. In: Legget, J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. Geological Society of London, Special Publication, 10, 551–561.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson M.J., Basu A.

(eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Boulder, CO, USA: Geological Society of America, Special Paper 284, p. 21–40.

Medeiros, V.C., 2000. Aracaju NE: Folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM; mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Mendes, V.A., Brito M.F.L., Paiva, I.P., 2009. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estado de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Escala: 1:250.000, Recife.

Mendes, V. A., Brito, M. F. L., Santos, C. A., 2011. Zona de Cisalhamento Contracional de Palmeira dos Índios. Um possível Testemunho do Evento Cariris Velhos na Província Borborema. XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e VII International Symposium on Tectonics, 290-293. Campinas, SBG.

Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂, P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62:53-62.

Nascimento, R.S., 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma seqüência de rifte continental neoproterozóica. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Campinas, 159p.

Nesbitt, H.W., Young G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299: 715–717.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Journal of Geology* 104, 525-542.

Neves, S.P., and Alcantara, V.J. 2010. Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 498-511.

Neves, S.P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., Bosch, D., Alcantara, V.C., Lima, C.M., 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research* 175, 187-205.

Neves, S.P., Lages, G.A., Brasilino, R.G., Miranda, A.W.A., 2015. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 165-187.

Neves, S.P., Silva, J.M.R., Bruguier, O., 2017. Geometry, kinematics and geochronology of the Sertânia Complex (central Borborema Province, NE Brazil): Assessing the role of accretionary versus intraplate processes during Western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 298, 552-571.

Oliveira, E.P., Toteu, S. F., Araújo, M.J., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 470-478.

Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research* 181, 64-84.

Oliveira, E.P., Bueno, J.F., McNaughton, N.J., Silva Filho, A.F., Nascimento, R.S., Donatti-Filho, J.P., 2014. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 257-280.

Oliveira, E.P., Mcnaughton, N., Windley, B.F., Carvalho, M.J., Nascimento R.S., 2015. Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: from early passive margins to late foreland basins. *Tectonophysics* 662, 183-194.

Padilha, A.L., Vitorello, Í., Pádua, M.B., Fuck, R.A., 2016. Deep magnetotelluric signatures of the early Neoproterozoic Cariris Velhos tectonic event within the Transversal sub-province of the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research* 275, 7-83.

Petrelli, M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A., 2005. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in Igneous Petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, 1-15.

Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, 247-263.

Roser, B.P., Korsch R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology* 94(5), 635-650.

Roser, B.P., Korsch R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discrimination function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67: 119-139.

Roser, B.P., Cooper R.A., Nathan S., Tulloch A.J., 1996. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *NZ J Geology and Geophysics* 39: 1-16.

Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. In: *Treatise on Geochemistry*. Holland, H.D. and Turekian, K.K. (Editors), Elsevier, Amsterdam. V. 3: 1-64.

Shervais, J.W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118.

Santos, L. C. M. L, Dantas, E.L., Vidotti, R.M., Cawood, P.A., Santos, E.J., Fuck, R.A., Lima, H.M. 2018a. Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: insights from structural geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, v 103, 167-184.

Santos, L. C. M. L, Dantas, E.L., Cawood, P.A., Santos, E.J., Fuck, R.A. 2018b. Neoproterozoic crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: Insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, v.79, 342-363.

Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 61–76.

Santos, E.J., Nutman, A.P., Brito Neves, B.B., 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Geologia USP - Série Científica* 4, 1-12.

Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39º, Salvador, Anais, 47-50.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Armstrong, R.A., Silva, J.M.R., Osako, L.S., Cocentino, L.M., 2014. SHRIMP U–Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco–Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. *International Journal of Earth Sciences* 103, 2155–2190.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Santos, L., Armstrong, R., Van Schmus, W.R., 2016. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran high-K syn-collisional magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 68, p. 134-154.

Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R., Armstrong R., 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Aracuaí Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, 13:527-537.

Stern, R.J., Scholl, D.W., 2010. Yin and yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes. *International Geology Reviews*, 52, 1–31.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, London, Special Publications 42: 313-345.

Taylor, S.R., McLennan S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 312p.

Toteu, S. F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of Central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45-73.

Toteu, S. F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R. 2006. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 428–442.

Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Rotterdam, Balkema, 350p.

Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge the role of H₂O in the genesis of mantle-derived ‘arc-related’ magmas, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, 215–232.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:267-288.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publications 294, 66-69.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2), 227-252.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977 Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-43.

5. ARTIGO CIENTÍFICO 3:

ISOTOPE AND GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS OF METAVOLCANO-SEDIMENTARY ROCKS OF THE JIRAU DO PONCIANO DOME: A STRUCTURAL WINDOW OF A PALEOPROTEROZOIC CONTINENTAL ARC ROOT WITHIN THE SOUTHERN BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL

Manuscript in progress

Haroldo Monteiro Lima¹; Márcio Martins Pimentel²; Elton Luiz Dantas³ Lauro César Montefalco de Lira Santos⁴.

^(1,2,3) Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC, Asa Central, CEP 70919-970, Brasília, DF, Brasil e-mail: haroldomlima@gmail.com. ⁽⁴⁾ Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Mineração e Geologia, Av. Aprígio Veloso, 882, Bloco BY, Bodocongó, CEP 58109-970 Campina Grande, PB, Brasil e-mail: lauromontefalco@gmail.com.

ABSTRACT

The Sergipano Fold Belt is a Neoproterozoic orogen exposed in the southern Borborema Province (NE Brazil), which is interpreted as the result of the oblique convergence process between the São Francisco-Congo block and smaller crustal fragments. The Nicolau-Campo Grande Complex is the metavolcanic-sedimentary portion of the Jirau do Ponciano Dome, an important basement inlier within this collisional belt. Whole-rock geochemical major and trace element data of major and trace elements from metavolcanic rocks of the Nicolau-Campo Grande Complex indicate basaltic-andesite, andesitic, rhyodacitic and rhyolitic compositions. REE and trace elements exhibit typical signature of magmatic arc rocks with negative anomalies of Nb, Ta, P and Ti. New LA-ICP-MS U- Pb zircon data of amphibolite and hornblende-biotite paragneiss samples from this complex confirm the existence of a Paleoproterozoic zircon population of Paleoproterozoic ages around (ca. 2054 Ma) with Archean inheritance ranging in age

between 2779 and 3324 Ma. The maximum sedimentation age of 2028 Ma is constrained by the youngest zircon grain in the hornblende-biotite paragneiss. Zircon U-Pb data from metarhyolite and rhyodacites indicate Paleoproterozoic ages of ca. 2061 and 2074 Ma, interpreted as their age of crystallization, Nd isotopic data in metarhyolite and rhyodacites indicate Nd T_{DM} ages between 2.54-3.07 Ga and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($_{2061\text{Ma}}$) values from 0.71396 to 0.72351. Based on these data, we suggest that the probable source area of the metavolcanic-sedimentary Complex is a Paleoproterozoic magmatic arc that were exhumed and covered by the paleobasins of the Macururé Domain in the northeast portion of the Sergipano Fold Belt.

Key-words: Jirau do Ponciano Dome, Sergipano Fold Belt, Southern Borborema Province

5.1. Introduction

The understanding of the formation and significance of gneissic-migmatitic domes is important to investigate the deep of continental arcs as well as crust melting processes in convergent settings (Burg et al., 2004). Collision tectonics is characterized by intense crustal growth and reworking in response to deformation, metamorphism and magmatism (Whitney et al., 2004). Exhumation processes can expose ancient high-grade rocks from the middle-lower crust through structural windows, such as dome structures (Yin 2004, Little et al., 2011). In the Southern Borborema Province, NE Brazil, metavolcanic-sedimentary sequences are grouped in the Sergipano Fold Belt, which consists of a Brasiliano/Pan-African collisional orogen that resulted from the oblique convergence between the São Francisco Craton and smaller crustal fragments. Basement rocks within the belt are exposed as the Jirau do Ponciano, Itabaiana and Simão Dias Domes, which are covered by supracrustal rocks (Amorim, 1995; D'el Rey Silva and McClay, 1995; D'el Rey Silva 1999; Oliveira et al., 2015). The Jirau do Ponciano Dome represents an inverted anticline and consists mainly of tonalite to granodiorite high-grade orthogneiss interleaved with metavolcano-sedimentary rocks of the Nicolau-Campo Grande Complex (Brito and Mendes, 2011, Figure 1a). This dome is

confined by thrust faults. The contractional tectonics that affected the area was probably responsible for the uplift and exposure of the Jirau do Ponciano Dome. Associated with this crystalline core are metavolcanic-sedimentary rocks comprising the Nicolau-Campo Grande Complex. The main rock types of this complex consist of hornblende-biotite paragneiss, biotite-chlorite schist, biotite schist, quartzite and metavolcanic rocks represented by metarhyolite, metarhyodacite and amphibolite.

The genetic relationships between this and other domes of the Sergipano Fold Belt, which also host supracrustal sequences as well as their significance as to the Borborema Province origin are still poorly understood, except for studies in a very regional scale (e.g. D'el Rey Silva, 1999; Oliveira et al., 2010, 2015). In this work, whole rock geochemical, Nd-Sr isotopic data and U-Pb geochronology are presented for metavolcanic rocks of the Nicolau-Campo Grande complex (NCGC). Provenance of metasedimentary rocks of this sequence is also discussed. These results shed new light on the nature, age and tectonic setting of the old basement of the Sergipano Fold Belt.

5.2. Geological setting

The Borborema Province represents a complex Neoproterozoic complex orogenic system including rocks of the Archean-Paleoproterozoic basement, covered by Neoproterozoic sequences and subsequently intruded by numerous granite plutons and batholiths (Almeida et al., 1981; Brito Neves et al., 2000, 2014). Its tectonic framework may be interpreted as a result of the collage of during amalgamation of Western Gondwana in the Brasiliano/Pan-African orogeny (0.6 Ga, Brito Neves et al., 1995; Santos, 1995; Santos et al., 2010, 2017). Other authors relate its origin to intracontinental inverted continental rifts which took place at ca. 640-630 Ma (Neves et al., 2015). The Province comprise three sub-provinces bounded by the Patos and Pernambuco lineaments (Van Schmus et al., 1995, 2011; Santos and Medeiros, 1999; Brito Neves et al., 2016; see Figure 1a).

In the southern sub-province, the Sergipano Fold Belt is interpreted as a Brasiliano/Pan-African collisional orogen, structured by the oblique collision between the São Francisco Craton and the Pernambuco-Alagoas Domain (D'el Rey Silva 1999; Oliveira

et al., 2010; Lima et al., 2017; see Figure 5.1b). The relationships and limits between the Neoproterozoic Fold Belt and the Paleoproterozoic Pernambuco-Alagoas Domain remain unclear. The Sergipano Fold Belt includes five lithotectonic domains known from south to north as the Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó-Poço Redondo and Canindé Domains (Oliveira et al., 2006; Figure 5.1b). These are composed of Neoproterozoic metavolcanic and metasedimentary sequences, granite intrusions and three major gneiss-migmatite domes. In the Vaza Barris Domain is the Simão Dias and Itabaiana gneiss domes, and in the Macururé Domain the Jirau do Ponciano Dome is exposed (Santos et al., 1998; D'el Rey Silva, 1999; Figure 5.1b).

Structural studies suggest that rocks from of Jirau do Ponciano Dome form a large scale anticline with E-W axis, slightly inflecting to NW-SE with the axial surface dipping to S/SW (Brito and Mendes, 2011; Figure 5.2). The dome is mainly formed by grey orthogneiss of granite, granodiorite to tonalite compositions and migmatite, exhibiting stromatic and extremely folded fabrics, surrounded by the supracrustal sequence of the Nicolau-Campo Grande Complex, the main focus of this paper.

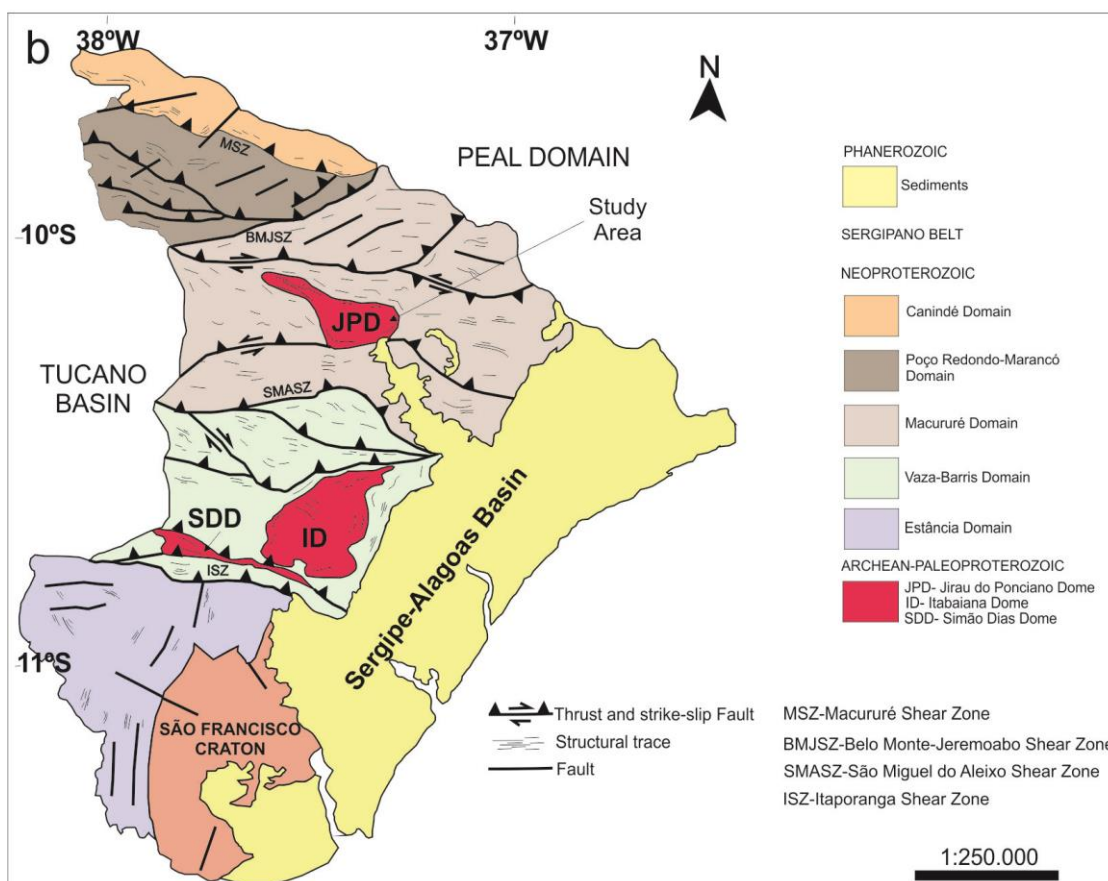
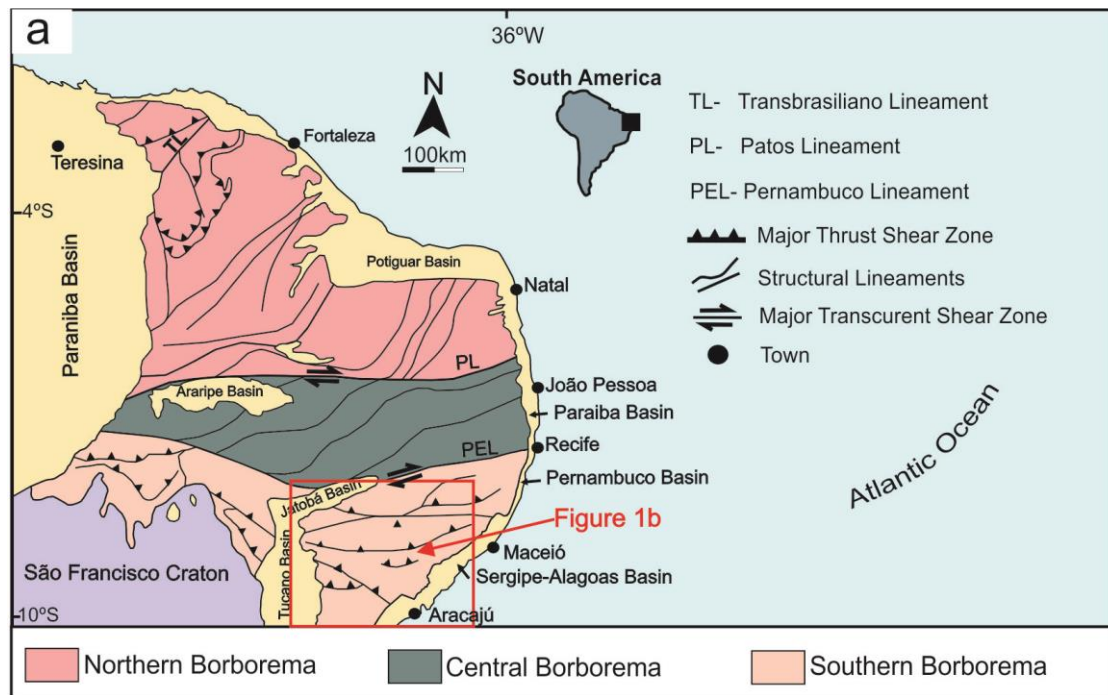


Figure 5.1: a) Schematic map of Borborema Province showing the three sub-provinces with emphasis on the Sergipano fold belt (modified from Brito Neves et al., 2000). b)

Map of the Sergipano fold belt showing the main Paleoproterozoic gneiss domes (modified from Santos et al., 1998 and D'el-Rey Silva, 1999).

5.3. Geology

The NCGC consists of metasedimentary rocks including hornblende-biotite paragneiss, biotite schist, biotite-chlorite schist, quartzite and biotite bodies as well as metavolcanic rocks represented by metarhyolites-rhyodacites and amphibolites.

The hornblende-biotite paragneisses are medium- to fine-grained, displaying discrete banding of alternating mafic bands consisting of hornblende and biotite and of quartz-feldspar felsic bands, or presenting low-angle milonitic texture (Figure 5.3a, b).

The biotite-chlorite schist occurs as lenses interleaved in hornblende-biotite paragneiss and is intensely deformed and weathered with centimetric plagioclase segregation (Figure 5.3c). Quartzite occurs subordinately as metric lenses interleaved in biotite-chlorite schists and exhibits some hematite concentrations. The biotites are restricted to the low-angle shear zones and result from an anomalous concentration of secondary biotite and in lesser extent, phlogopite, suggesting the presence of metasomatism in the region (Figure 5.3d).

Metarhyolite and metarhyodacite is leucocratic and occur as metric sheets, metamorphosed and deformed, showing strong foliation near low-angle shear zones (Figure 3e). In some outcrops, these rocks display slightly blue quartz phenocrysts in a fine-grained matrix of quartz, feldspar and biotite. The amphibolite can also be described as mesocratic, deformed and weathered, occurring mainly interleaved with biotite-chlorite schist, biotite schist and hornblende-biotite paragneiss (Figure 3f). Their foliated structure is marked by the orientation of mafic minerals and segregation of plagioclase constituting centimetric felsic bands and minor venules with concentrations of biotite cutting the structure of the rock.

3.1. Petrography

3.1.1. Metasedimentary rocks

Samples of hornblende-biotite paragneisses present medium- to fine-grained granoblastic texture, and consist of quartz (40%), potassium feldspar (5-20%), plagioclase (10-25%), hornblende (15-30%), biotite (20-25%), chlorite (2-10%), apatite (1-2%), sillimanite (1-5%) and minor zircon and opaque grains (1%).

The quartz crystals present grain border migration-type recrystallization, undulating extinction and form 0.5-2 mm ribbons oriented along the foliation. Subhedral 1-3 mm long hornblende crystals are commonly altered to biotite and chlorite. Plagioclase crystals are 1-2 mm long and show deformation and undulose extinction. Potassium feldspar is represented by microcline and occurs as 2-5mm rotated porphyroclasts. Subhedral biotite lamellae with opaque inclusions are oriented along the regional foliation and rarely show equilibrium texture with the amphibole.

Biotite schists and biotite-chlorite schists correspond to medium-grained rocks, exhibiting lepidoblastic texture and are composed of quartz (40-55%), plagioclase (40-50%), chlorite (20-25%), biotite (30%), sillimanite (5%), and accessory minerals such as zircon and opaque minerals (1%) and lesser garnet, muscovite, apatite and monazite (<5%). In these rocks, probable hydrothermal alteration led to the formation of plagioclase and biotite venules cutting through the schistosity (Figure 5.4a).

The biotitization process is confirmed by the presence of secondary biotite comprising more than 95% of the rock (Figure 5.4b). Quartzite exhibits modal composition include quartz (95%) and muscovite (5-10%). Some samples contain up to 2% hematite.

3.1.4. Metavolcanic rocks

The metarhyolites and metarhyodacites are made of anhedral quartz (35-40%), subhedral to anhedral (25-40%) plagioclase, subhedral to anhedral potassium feldspar (30-40%), subhedral biotite (1%), anhedral chlorite (1%). Opaque minerals and sericite are subordinate. Quartz crystals have dimensions around 1-2 mm, with subgrain formation and dynamic recrystallization (Figure 5.4c, d). Potassium feldspar has dimen-

sions around 1mm and shows sericitization alteration to white mica. Plagioclase is abundant only in some samples and ranges in size between 0.2-1mm across with intense deformation and formation of irregular subgrains, displaying inclusions of biotite, zircon and opaque minerals. The biotite lamellae are approximately 1-2mm and occur scattered in the quartz-feldspar matrix, parallel to rock foliation (Figure 5.4d).

In amphibolites, hornblende is the most frequent amphibole and occurs oriented according to the foliation. These rocks are constituted of anhedral to subhedral hornblende (75-90%), anhedral to subhedral plagioclase (20-30%), subhedral biotite (5%), anhedral chlorite, zircon (1%), opaque minerals (1%) and small amounts of anhedral quartz in a few samples (2-5%). The 0.5-1 mm long hornblende crystals present irregular edges, altered to chlorite and biotite. Plagioclase grains are around 0.5-2 mm long and are deformed and fractured. Biotite and chlorite are secondary minerals in these rocks.

In general, these rocks present a texture ranging from nematoblastic to nematogranoblastic and may show alternation of mafic (hornblende and biotite) and felsic bands of plagioclase. Foliation is cut by late veins of secondary biotite resulting from alteration observed along the amphibole cleavages (Figure 5.4e,f).

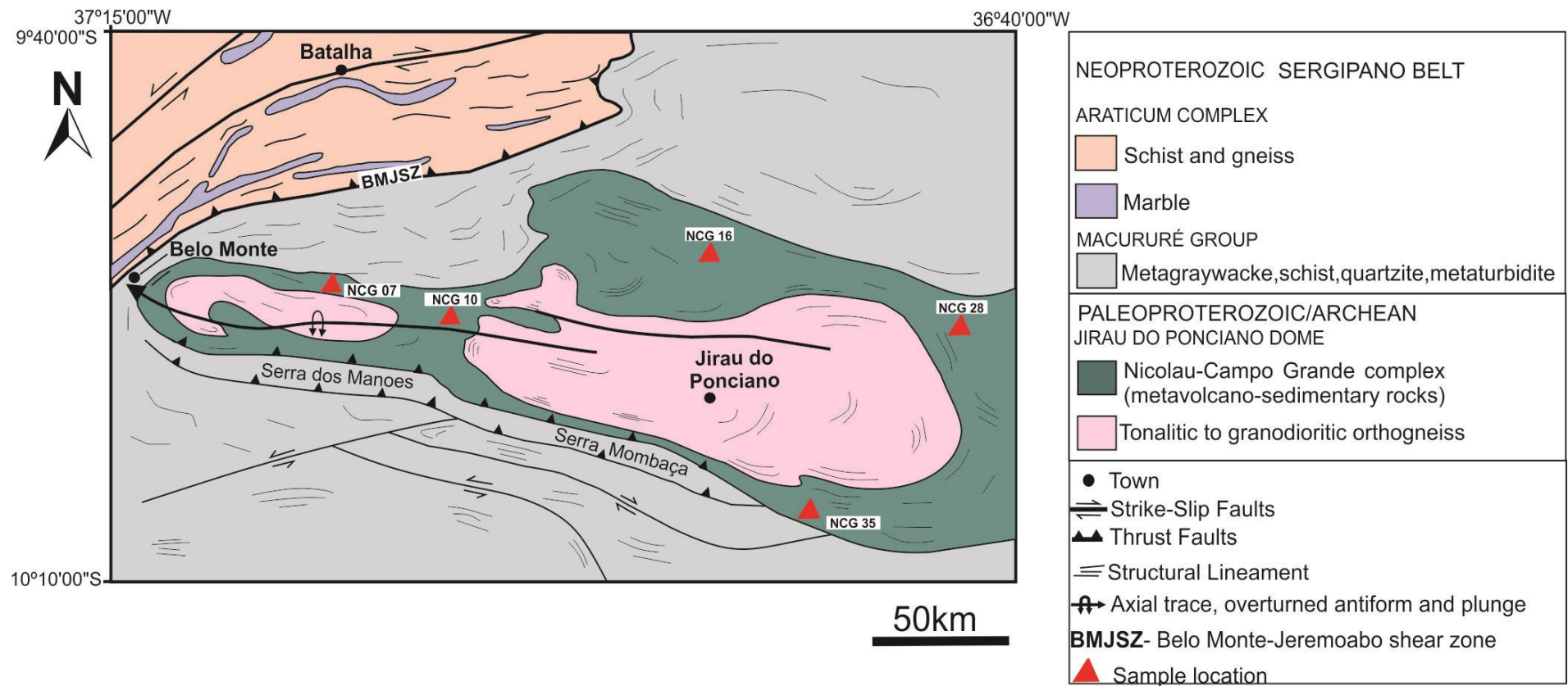


Figure 5.2: Simplified geological map of the Jirau do Ponciano Dome displaying the Nicolau-Campo Grande Complex and location of zircon U-Pb Geochronology samples.

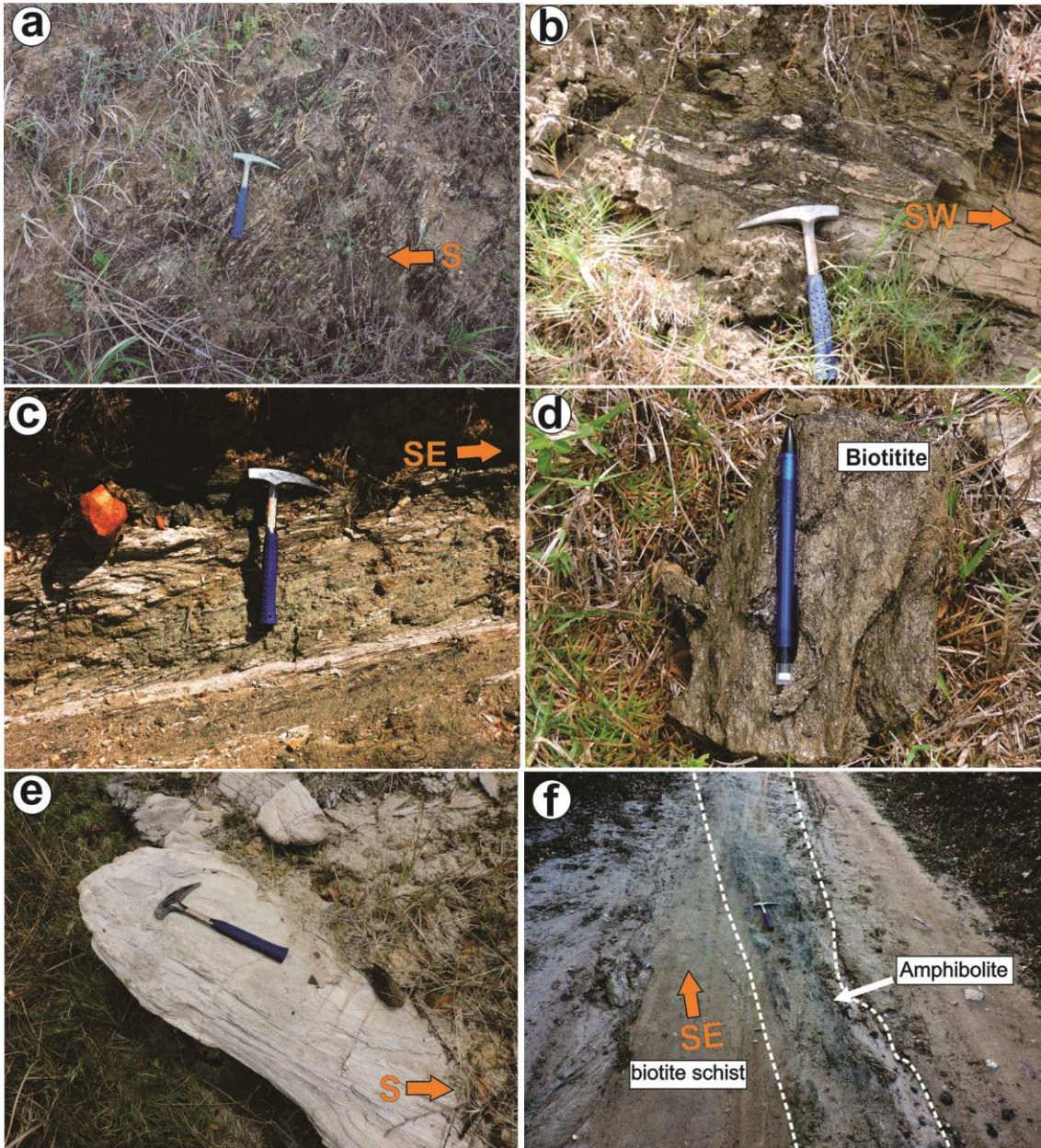


Figure 5.3: Field features of the Nicolau-Campo Grande metavolcano-sedimentary complex: a) Banded hornblende-biotite paragneiss and deformed intensely in high-angle tectonics with southern dip b) Folded hornblende-biotite paragneiss with incipient migmatization in low-angle shear zone. c) Biotite-chlorite schist deformed in strike-slip shear zone. d) Biotite. e) Metarhyodacite showing low-angle foliation dipping 35° to the south. f) Amphibolite lens interleaved in biotite schists.

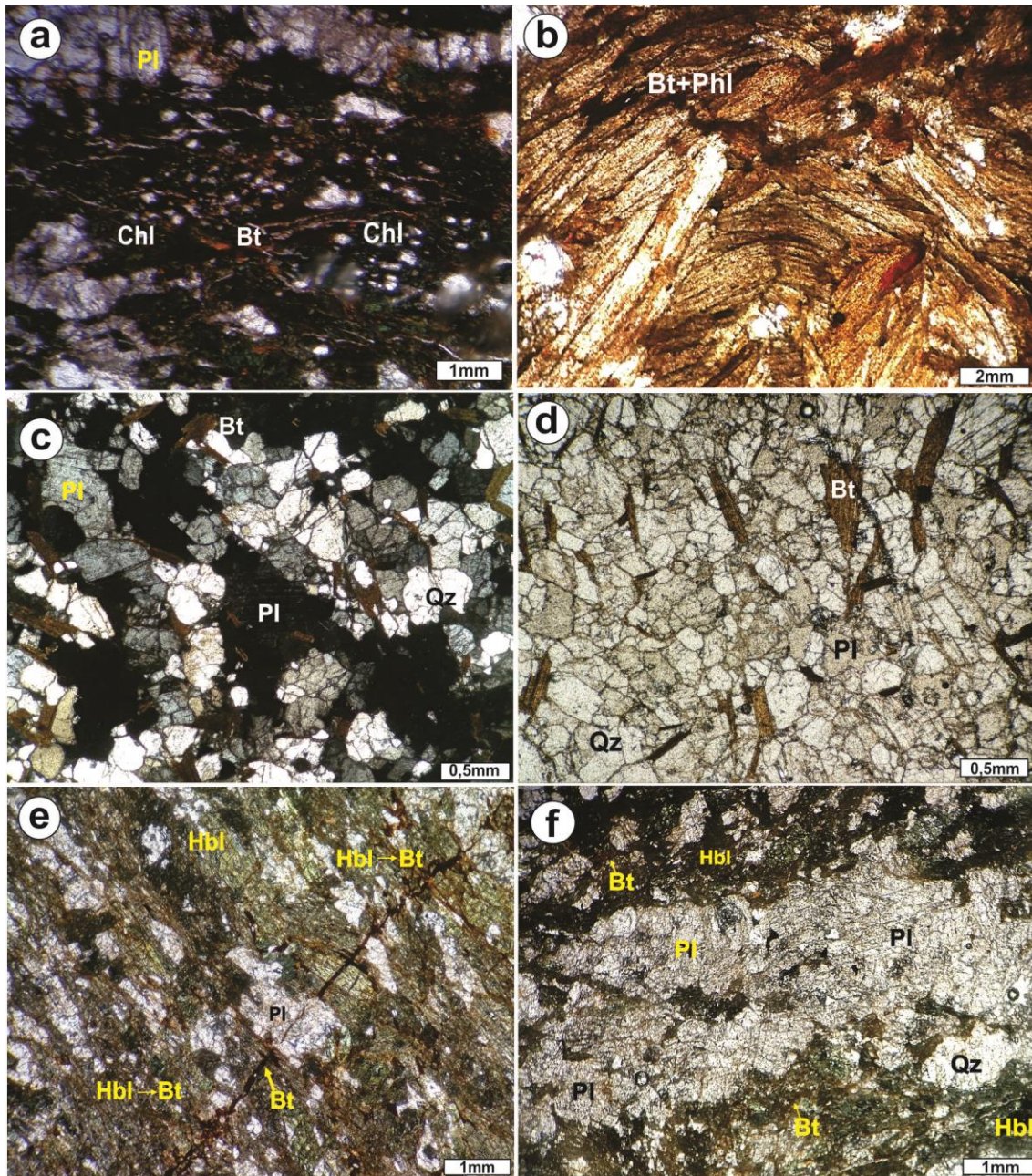


Figure 5.4: Mineralogical features and textures of metavolcanic and metasedimentary rocks: a) Biotite-chlorite schist showing plagioclase and chlorite crystals. b) Biotite with ductile deformation of biotite and some opaque minerals. c) Metarhyolite with in-equigranular, granoblastic texture and dominant plagioclase and quartz. d) Metarhyolite exhibiting subhedral to euhedral biotite in quartz-feldspar matrix. e) Amphibolite texture with venules of biotitization cutting hornblende and plagioclase. f) Banded amphibolite with alteration of hornblende to biotite. Qz-quartz, Bt-biotite, Pl-plagioclase, Hbl-hornblende, Chl-chlorite, Phl-phlogopite.

5.4. Analytical procedures

5.4.1. Whole-rock geochemistry

Eighteen representative samples of metavolcanic rocks (eight metarhyolites and ten amphibolites) from the Nicolau-Campo Grande Complex (NCGC) were prepared for whole-rock geochemistry. The samples were crushed at the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia and sent to the ALS Minerals Laboratory in Lima, Peru for chemical analysis of major and trace elements, including rare earth elements. Major, trace and rare earth elements were analyzed by ICP-AES with detection limit of 0.01% and ICP-MS with detection limit between 0.01 and 0.5 ppm after lithium metaborate/tetraborate fusion and digestion in nitric acid. The loss on ignition (LOI) was determined by the weight difference of the sample before and after heating at 1000 °C for approximately 1 hour. Concentrations of Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, and Zn were obtained by multi-acid digestion and analyzed by ICP-AES with detection limit between 1 and 10ppm. The diagrams were made using the Geochemical Data Toolkit (GCDKIT) software and Excel sheets. The data are shown in table 5.1 and 5.2

5.4.2. Zircon U-Pb Geochronology

For U-Pb geochronological analysis on zircon grains at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília, five samples were selected: two of amphibolite, one of metarhyolite, one of metarhyodacite and one of hornblende-biotite paragneiss for determination of provenance of detrital zircon.

They were submitted to conventional preparation for separation of zircon with crushing, gravimetric and magnetic separation processes. Zircon grains were separated by density, using bromoform (CHBr_3 , relative density 2.89) and were handpicked using binocular microscope and mounted on epoxy resin for determination isotope ratios by Thermo Finnigan Neptune multicollector inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) equipped with a secondary electron multiplier-ion counter. For analyzes of the sessions in zircon grains was used the GJ-1 zircon provided by the ARC National Key Cen-

tre for Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents (GEMOC, Jackson et al., 2004) and the 91500 zircon (Wiedenbeck et al., 1995, 2004). All data were reduced in Excel sheets following (Bühn et al., 2009; Chemale Jr. et al., 2012) and by the program Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008). The results are shown in tables 5.3 to 5.7. Thereafter, backscatter electron (BSE) images were used to investigate the internal structure of the zircon crystals prior to each analysis.

5.4.3. Nd-Sr Isotopic composition

Sm-Nd and Rb-Sr analyzes were performed in twenty-six samples at the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia following the procedure described by Gioia and Pimentel (2000). Whole-rock powders (ca. 50-100mg) were mixed with ^{149}Sm - ^{150}Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Sr, Sm and Nd extraction of whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques using Teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP–diethylhexyl phosphoric acid supported on PTFE powder). Sr, Sm and Nd samples were deposited on double Re filaments and isotopic measurements were performed on a Thermo Scientific Triton multi-collector mass spectrometer. Uncertainties of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ were better than $\pm 0.01(2\sigma)$ and of the Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are around 0.4% (1σ) and $\pm 0.005\%$ (1σ) respectively, based on repeated analyzes of international rock patterns BHVO-1 and BCR-1. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ for 0.7219 and the decay constant (λ) used was $6.54 \times 10^{-12} \text{y}^{-1}$. T_{DM} models were calculated using DePaolo model (1988). Isotope analysis of metavolcanic rocks are shown in table 5.8.

5.5. Results

5.5.1. Whole-rock geochemistry of metavolcanic rocks

Whole-rock chemical analyses were performed for ten representative amphibolite and eight metarhyolite and metarhyodacite samples based on the selection of the

least altered. Due to the intermediate to high metamorphic grades and weathering, the analyzed rocks are classified using elements which are considered to be least mobile.

Metarhyolites and metarhyodacites have high SiO_2 (73-76 wt.%) and Al_2O_3 (13-15 wt.%) contents, whereas the amphibolites have SiO_2 contents between 50 -57 wt.%, MgO (5-6 wt.%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (3wt.%), CaO (6-8 wt.%), Fe_2O_{3T} (11-13 wt%), TiO_2 (close to 1wt.%) and P_2O_5 (0.04-0.1 wt%). In the diagram proposed by Pearce (1982), using HFS (high field strength) covariant elements as Ti vs. Zr for basalts, amphibolites exhibit trends compatible with fractional crystallization in the development of the volcanic arc (Figure 5.5a). On the K_2O vs. SiO_2 diagram after Peccerillo and Taylor (1973), amphibolites and metarhyolite-rhyodacite plot between the calc-alkaline to tholeiite series (Figure 5.5b). In the diagram of De La Roche et al. (1980), felsic metavolcanic rocks exhibit composition of rhyolite, some varying to rhyodacite, whereas amphibolites plot in the andesi-basalt and andesite fields (Figure 5.5c). Rocks classification diagram using immobile elements of Winchester and Floyd (1977), the metavolcanic rocks present geochemistry compatible with rhyolite-rhyodacite and basaltic magmas of sub-alkaline to andesitic composition (Figure 5.5d), which is also reinforced by the Irvine and Baragar (1971) diagram (Figure 5.5e).

In addition, on the Jensen (1976) diagram, samples behavior is also compatible with calc-alkaline magma series (Figure 5f). These intermediate to acid rocks may be the result of the fractional crystallization product from basalts of ocean floor as suggested by the trend in Figure 5.5a. In Zr-Ti/100-3*Y diagram (Pearce and Cann, 1973), the amphibolites plot between calc-alkali (CAB) and ocean floor (MORB) basalts fields (Figure 5.5g). In another petrogenetic indicator after Wood (1980), using immobile elements as Ta-Th-Hf/3, the amphibolites plot between volcanic arc and MORB, behavior similar to other diagrams (Figure 5.5h).

In the primitive mantle-normalized trace element spiderdiagram of McDonough and Sun (1995), the metarhyolite-rhyodacites display high fractionation, with high contents of LILE (Cs, Rb, Ba, Th and Sr) and negative anomalies of HFSE (Nb, Ta, P and Ti) recognized in arc magmas. Basaltic-andesite and andesite are characterized by positive Ba, Nb, La and Zr peaks and negative Ta, P, Ti, U, Th, and Rb anomalies (Figure 5.6a).

In the primitive mantle-normalized REE pattern from McDonough and Sun (1995), the basaltic-andesite and andesite exhibit low fractionation of LREE ($\text{La/Yb}_N = 0.74-0.93$) in relation to HREE ($\text{La/Sm}_N=1.84-2.31$) and negative Eu anomaly ($\text{Eu/Eu}^*=0.74-0.93$). In contrast, metarhyolites and- rhyodacites show strong fractionation of LREE ($\text{La/Yb}_N=14.30-39.82$) in relation to the HREE ($\text{La/Sm}_N=3.28-9.71$) and negative anomaly of Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.47-1.02$, Figure 5.6b).

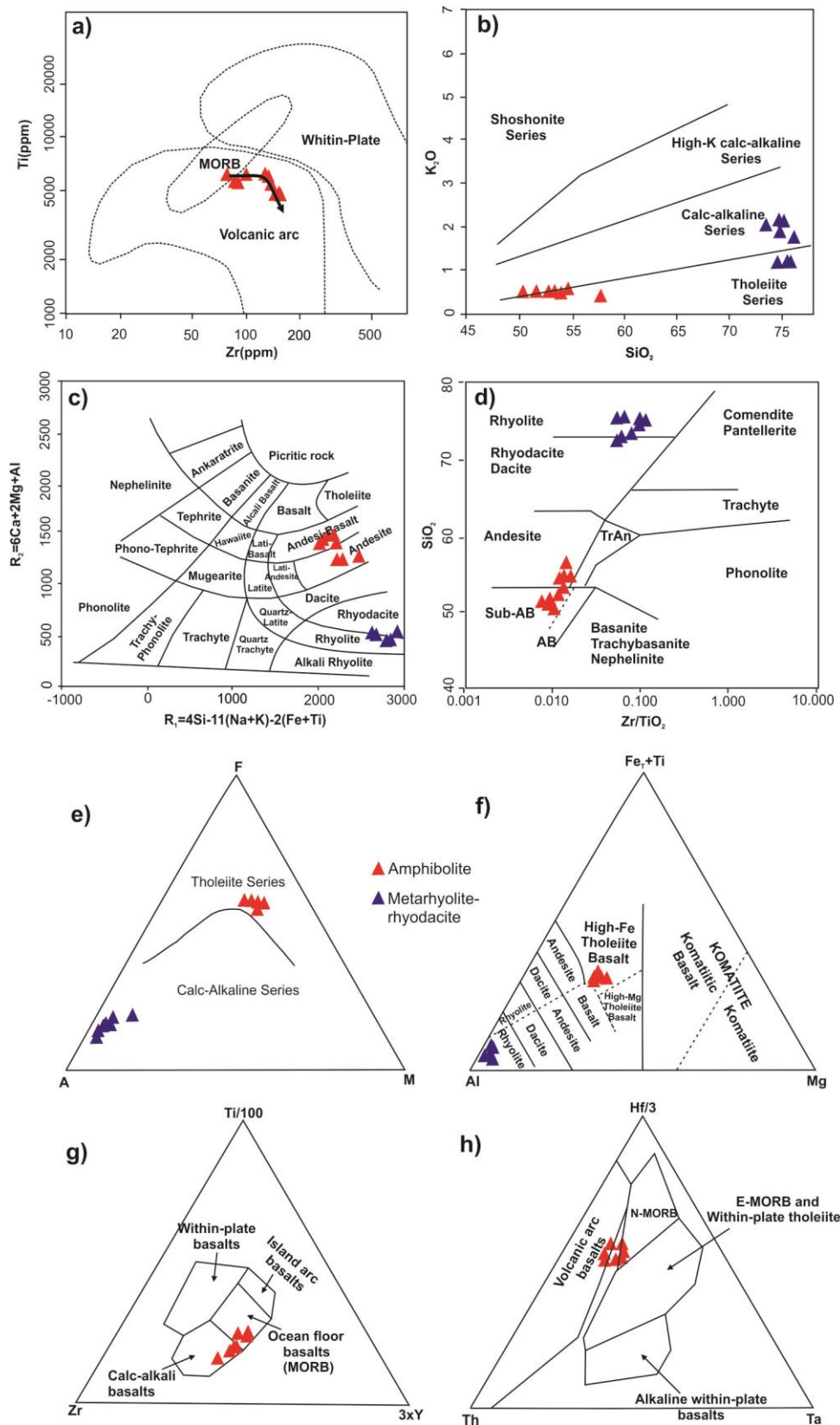


Figure 5.5: Classification diagrams and tectonic environment for metavolcanic rocks a) Pearce (1982). b) Peccerillo e Taylor (1976). c) R₁-R₂ diagram of De La Roche *et al.*

(1980) for cationic rate, where $R1 = 4Si-11(Na+K)-2-(Fe+Ti)$ and $R2 = 6Ca+2Mg+Al$. d) Winchester and Floyd (1977). e) Irvine and Baragar (1971). f) Jensen (1976). g) Pearce and Cann (1973). h) Wood (1980).

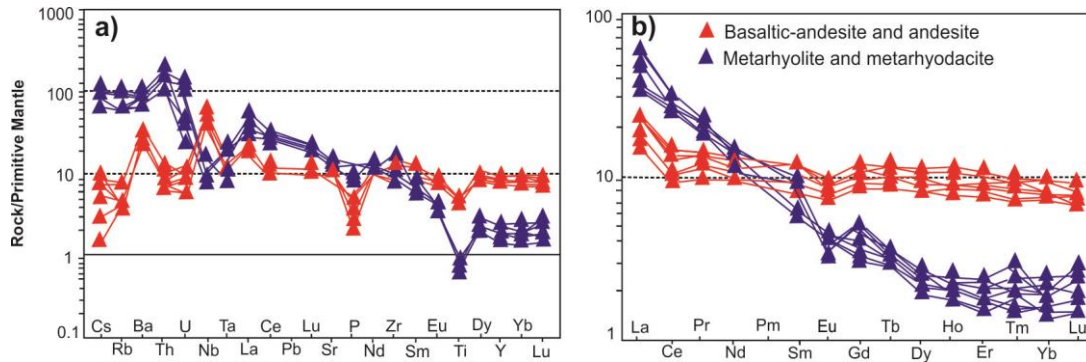


Figure 5.6: a) Spider-diagram and b) REE diagram for metavolcanic rocks of Nicolau-Campo Grande Complex normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995).

5.5.2. Zircon U-Pb geochronology

5.5.2.1. Basaltic-andesite and andesite

Sample NCG 07 represents a concordant lens exposed parallel to the regional foliation (see Figure 3f). The zircon grains of this sample are slightly fractured and have dimensions around 50 to 100 μm (Figure 5.7a). Several grains have prismatic shape with oscillatory zoning, Th/U ratios varying from 2.12 to 0.026 and discrete overgrowth border. U-Pb ages in these grains show contribution of Mesoarchean zircon (3051 ± 13 , 2904 ± 37 and 2838 ± 22 ages, Figure 5.8 a,b) interpreted as inheritance. In addition, Pb loss during the Brasiliano/Pan-African tectono-thermal event is represented by lower intercept ages ranging in the broad interval between ca 660 and 503 Ma (Figure 5.8a, b and d).

Sample NCG 10 was collected from one amphibolite exposure associated with hornblende-biotite paragneiss. The grains are slightly fractured, with dimensions around 100 μm , Th/U ratios between 1.43 and 0.075 and some grains with irregular zonation

and overgrowth (Figure 5.7b). U-Pb analyses indicate ages of crystallization around 2054 ± 20 Ma (Figure 5.8d) and Pb loss at ca. 636Ma.

The amount zircon grains of amphibolites verified have Archean crustal inheritance, whereas the 2054 ± 20 Ma age (Rhyacian period) is interpreted as the time of crystallization of the magmatic protolith (Figure 5.8d)

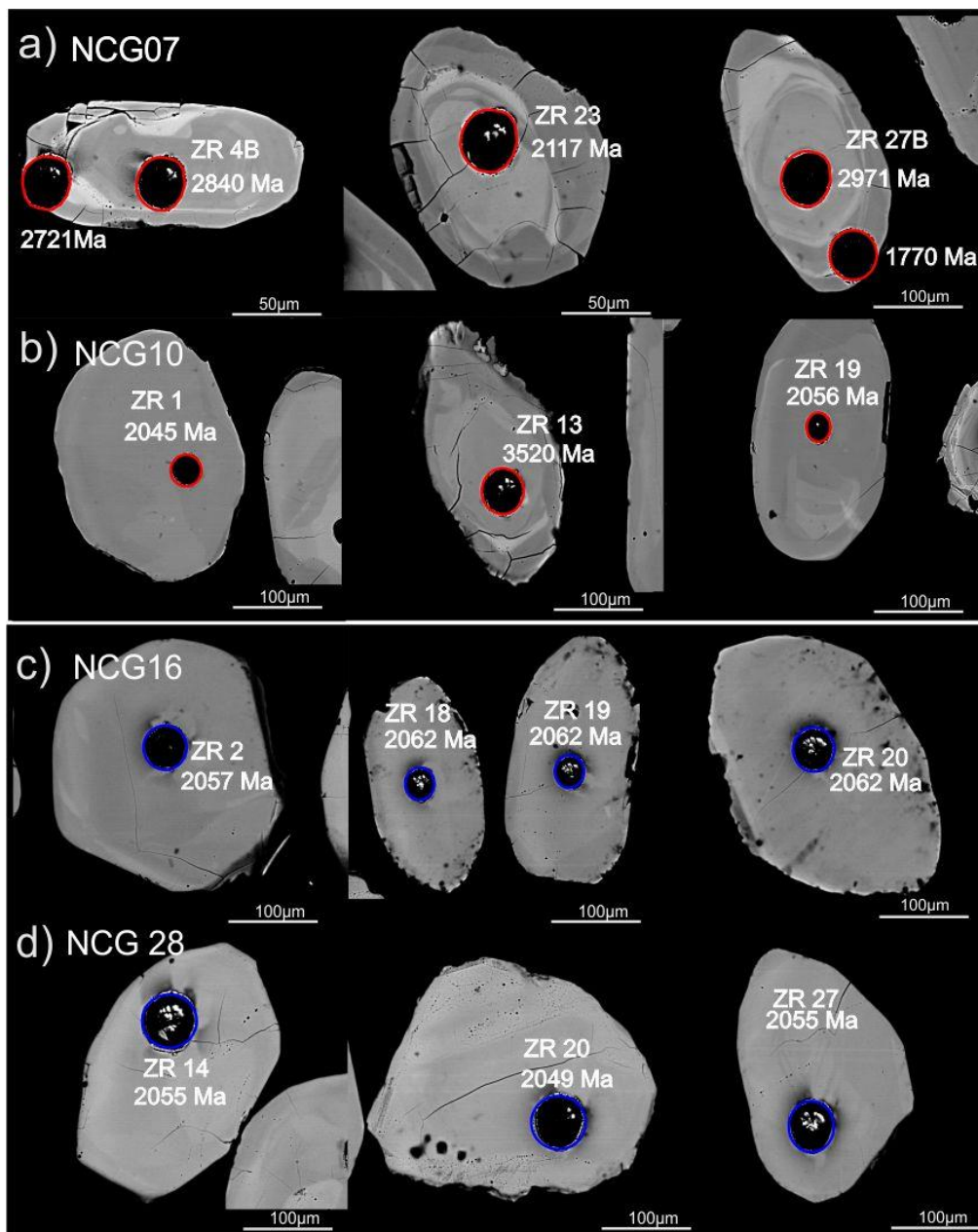


Figure 5.7: BSE images of zircon grains from amphibolite, metarhyolite and metarhyodacites samples. a, b) NCG 07 and NCG 10 are zircon grains of amphibolites that were analyzed using laser spots with their respectively $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages indicated by red cir-

cles. c,d) NCG 16 and NCG 28 are zircon grains of metarhyolites and metarhyodacites that were analyzed using laser spots and their respectively $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages indicated by blue circles.

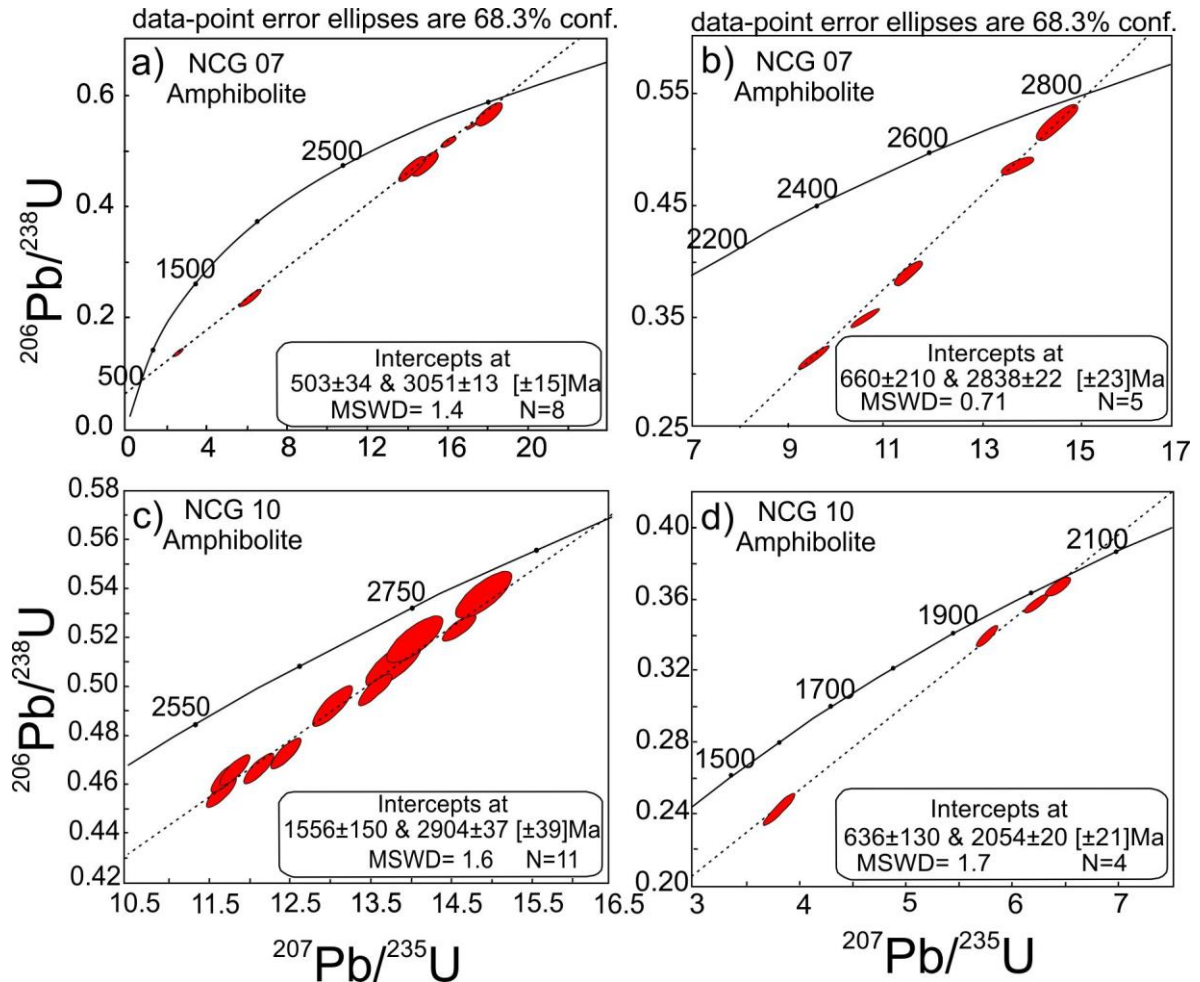


Figure 5.8: Concordia diagram for LA-ICP-MS from amphibolite (basaltic-andesite) samples of Nicolau-Campo Grande Complex. Samples a,b) NCG 07 and c,d) NCG 10. The a,b and c) diagrams corresponded to Archean zircons interpreted as inherited cores while the d) diagram corresponded to Paleoproterozoic zircons (2054Ma) interpreted as the best estimate for the crystallization age of the amphibolites.

5.5.2.2. Metarhyolite and metarhyodacites

The sample NCG16 represents a metarhyodacite lens related to low-angle tectonics and analyzed zircon grains are sub-rounded, displaying homogeneous appearance

and incipient oscillatory zonation. Similar 2062Ma ages were determined in the core of grains, indicating predominantly Rhyacian crustal sources for the parental magmas (Figure 5.7c). Th/U ratios display values between 1.28 and 1.07, attesting to their igneous origin. The interpreted crystallization age is 2074 ± 7 Ma (Rhyacian period) with loss of Pb at 621 ± 43 Ma probably due to later metamorphism (Figure 5.9a).

The sample NCG28 corresponds to metarhyolite with zircon grain shapes similar to the samples NCG16 (Figure 5.7c). They are homogeneous, discretely fractured and have rounded edges due to abrasive corrosion. They have a peak at 2055 Ma age (Figure 5.7d) and show Th/U ratio of 1.16 to 1.15. The interpreted crystallization age of this samples is 2061 ± 8.6 Ma and 2074 ± 7.6 Ma with loss of Pb at 621 ± 43 and 527 ± 160 Ma (Figure 5.9 a,b).

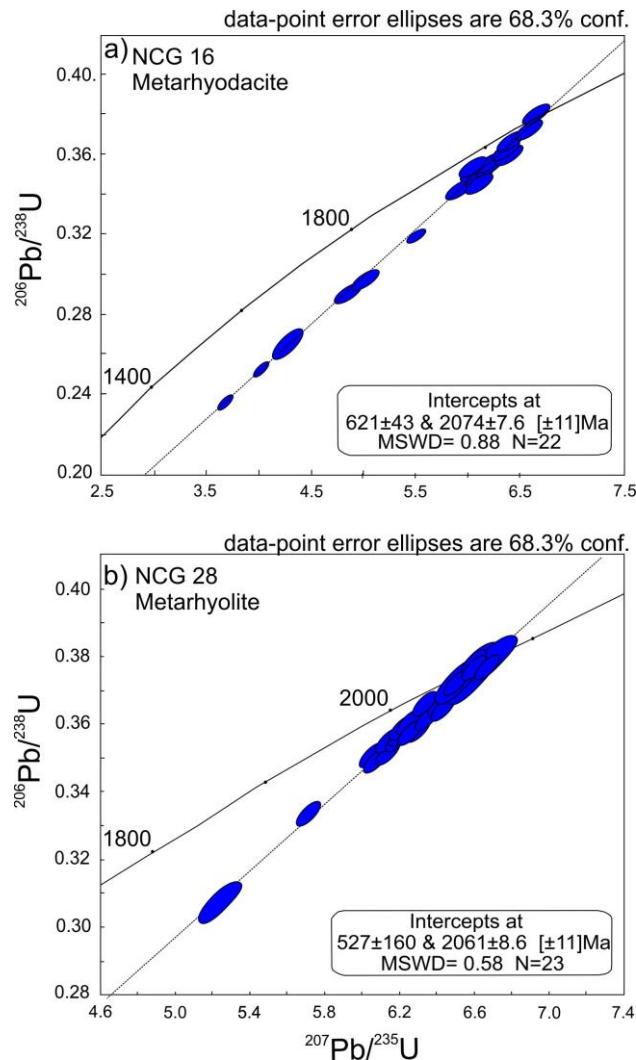


Figure 5.9: Concordia diagram for LA-ICP-MS from metarhyolite and metarhyodacites samples of Nicolau-Campo Grande Complex. a) samples NCG16 and b) NCG28.

5.5.2.3. Detrital zircon U-Pb geochronology

Sample NCG35 of hornblende-biotite paragneiss from the Nicolau-Campo Grande was collected for age determination, tectonic environment and provenance.

Backscatter electron (BSE) images indicated two populations of grains:

- I) A population of prismatic grains with visible concentric oscillatory zoning and sizes between 50 and 400 μm (Figure 5.10a);
- II) A subangular to subrounded population displaying homogeneous appearance without oscillatory zoning with average size of the crystals of approximately 100 μm .

Few fractures were observed in the grains and Th/U ratios indicate values between 0.65 and 0.002. The obtained ages are Paleoproterozoic to Archean with maximum deposition age around 2028 Ma (youngest zircon, Figure 5.10a). The most prominent peaks are of Archean age at 2779, 2850, 3066 and 3324 Ma (Figure 5.10b). These peaks can mean a mixture between Archean and Paleoproterozoic sources.

5.5.3. Nd and Sr isotopic ratios

Nd-Sr analyses were performed in nineteen samples from the Nicolau-Campo Grande metavolcano-sedimentary sequence. Twelve amphibolite samples show $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios ranging from 0.14 to 0.19. These rocks display negative ϵNd values ($\epsilon\text{Nd}_{(2.054\text{Ma})} = -5.2$ to -19.2) suggesting a significant contribution from a crustal component. Five samples of metarhyolite and metarhyodacite show lower $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios (0.09-0.12), T_{DM} model ages between 2.61 and 3.04 Ga and negative ϵNd values ($\epsilon\text{Nd}_{(2.061\text{Ma})} = -11.92$ to -2.66). Two hornblende-biotite paragneiss samples show T_{DM} model ages of 2.54 and 3.07 Ga and $\epsilon\text{Nd}_{(2028\text{Ma}-\text{deposition age})}$ indicate values between -2.22 to -5.02 confirming the provenance from crustal component (Figure 5.11).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(2054\text{Ma})}$ isotopic data in seven amphibolite samples shown initial values varying between 0.7099 and 0.7111 and five samples of metarhyolite and rhyodacites recalculated to crystallization age (2061Ma) varying of 0.7139 to 0.7235 suggesting a strong crustal contribution for these rocks.

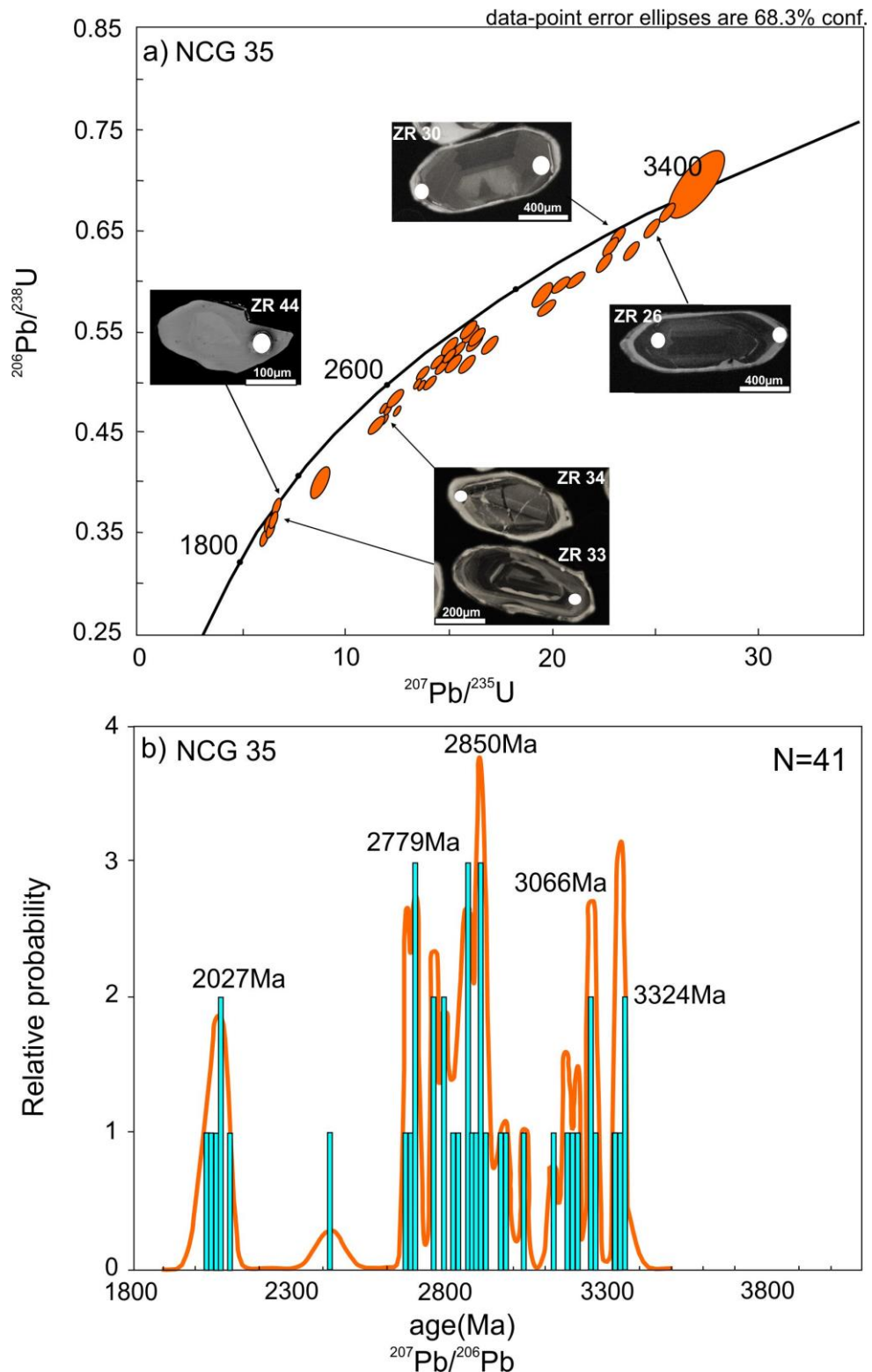


Figure 5.10: a) Concordia diagram for detrital zircon grains from hornblende-biotite paragneiss NCG 35 and their respective images by BSE with laser spots indicated by white circle and b) Probability density plot

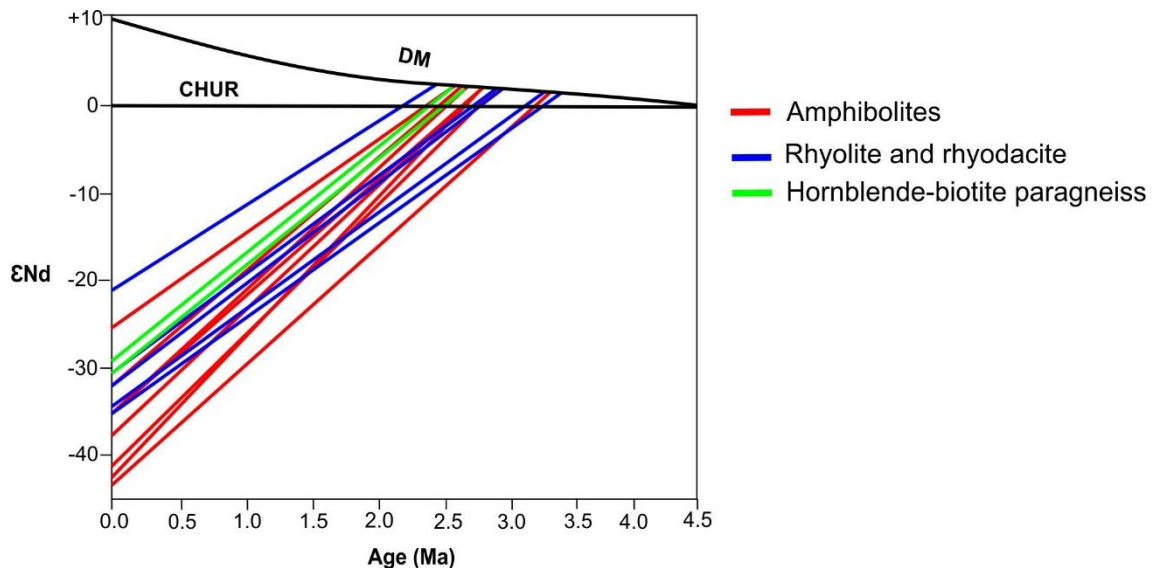


Figure 5.11: Nd isotope evolution diagram for the metavolcanic and metasedimentary rocks of Nicolau-Campo Grande Complex.

5.6. Discussion

The Sergipano Fold Belt represents an orogenic system consolidated in different phases of the Brasiliano/Pan-African orogeny and consists of metasedimentary and metavolcanic rocks, granite intrusions, as well as gneiss-migmatite basement domes such as the Jirau do Ponciano, Simão Dias and Itabaiana (D'el Rey Silva, 1999; Oliveira et al., 2015). D'el Rey Silva (1999) interpreted the Sergipano Fold Belt as the result of oblique collision of between the São Francisco-Congo Craton and the Pernambuco-Alagoas Domain. In general, gneiss domes have varied dimensions and arrangements, their origin being associated mainly with convergent tectonic environments or exposed by extensional tectonics (Lee et al., 2000; Haris et al., 2002).

Gneiss domes occur via structural windows in orogenic belts, being usually described as high-grade plutonic-metamorphic core, which are covered by lower-grade metavolcanic-sedimentary rocks (greenschist to amphibolite facies; Whitney et al., 2004).

In evolved collisional settings, such domes usually exhibit differentiated exhumation in relation to host rocks (Teyssier and Whitney, 2002; Whitney et al., 2004; Yin, 2004). In addition, the investigation and description of older metamorphic domes may

represent deep roots of exhumed continental arcs, which are key elements for the understanding of crustal melt and crustal flow processes in the construction of orogenic systems (Kruckenberg et al., 2011).

In this context, the Jirau do Ponciano Dome represents an anticlinal structure, whose main supracrustal unit consists of metavolcanic rocks such as metarhyolite and metarhyodacites and amphibolites with metasedimentary rocks represented by paragneiss, schist and quartzite grouped in the Nicolau-Campo Grande Complex (Figure 5.2). The mafic metavolcanic rocks of the Nicolau-Campo Grande Complex are represented by amphibolite lenses interleaved with biotite schist and paragneiss concordant with the regional foliation that were interpreted as previous basaltic flows (Mendes et al., 2009; Brito and Mendes, 2011, Figure 5.3f).

The overall geochemistry results presented in this study indicate that the amphibolites exhibit volcanic arc signature of tholeiitic to calc-alkaline series corresponds to basaltic-andesite of intermediate composition (SiO_2 between 50-57 wt. %). On the other hand, the studied metarhyolite-rhyodacites represent acid ($\text{SiO}_2 > 65\%$ wt. %) and present typical calc-alkaline signature. The fractionation in multi-element spider diagram shows that the metarhyolite/metarhyodacites and amphibolites are poor in Ti, P, Ta and Nb, indicating a strong contamination from continental crust most probably in an active continental margin (Wilson, 1989). REE contents in mafic and felsic metavolcanic rocks show slight to moderate negative Eu anomaly, which is suggestive of plagioclase-bearing source, which is also common in continental magmatic arc environment for these rocks (Wilson, 1989; Baier et al., 2008). Tectonic discrimination diagram for amphibolites indicated oceanic floor affinity tending to calc-alkaline while metarhyolite and rhyodacites have continental arc characteristics. Overall, mafic volcanic rocks such as basalts are accepted as melt derived from mantle, however, the mantle presents heterogeneous chemical composition due to the extraction of elements for crustal formation and it is similar the composition of type MORB and OIB basalts (Pearce, 2008).

U-Pb zircon ages of amphibolites (basaltic-andesite and andesite protoliths) indicate Paleoproterozoic crystallization age of 2054 Ma (Rhyacian period) with strong Mesoarchean inheritance in zircon grains dated between 3051 and 2838 Ma, whereas the metarhyolite and -rhyodacites do not exhibit Archean isotopic inheritance and clear-

ly show Paleoproterozoic crystallization ages around 2061 ± 8.6 and 2074 ± 7 Ma (Rhyacian period, Figure 5.9 a,b).

The analysis indicated reworking during two magmatic-metamorphic events: Paleoproterozoic and Brasiliano/Pan-African orogeny similarly to the gneisses and migmatites of Adamowa-Yaoundé Domain in the Central African orogenic belt, northern margin of the Congo craton, Cameroon (Tchakounté et al., 2017). Detrital zircon grains from hornblende-biotite paragneiss seem to indicate that the most prominent peaks are at 2779, 2850, 3066 and 3324 Ma and maximum deposition age of ca. 2027 Ma.

These dates are consistent with metasedimentary rocks of the Nyong Group with ages between 2500 and 2600 Ma, suggesting late Neoproterozoic plutonism and intense crustal reworking within the Central African Belt and reworked Archean segments in NE Brazil (Lerouge et al., 2006).

Considering that metasedimentary successions are formed by several types of crustal reworking (erosion, sedimentation, melting and metamorphism), the T_{DM} ages will reflect the weighted average of the crustal residence time of the rocks in the source area (De Paolo, 1988; McLennan et al. Hemming, 1992). T_{DM} model ages of the studied samples range from 2.54 to 3.07 Ga, indicating Archean crust participation in the evolution of the continental arc. Furthermore, these data are similar to the ages found in the migmatitic gneisses of the Simão Dias Dome (3.00 to 3.03 Ga) and biotite gneiss and granulite of the Itabaiana Dome (3.08-4.11 Ga), located in the Vaza-Barris Domain and in rocks of the São Francisco Craton (2.13 to 3.54 Ga, Oliveira et al., 2015). According to these authors, the Itabaiana and Vaza Barris Domes are likely sources for the original sediments of the Vaza Barris Domain. The average ϵNd values at 2054 Ma for amphibolites between -5.2 to -19.2 suggest isotopic preexisting felsic crust. The presence of the crustal component is attested by ϵNd at 2061 Ma in metachert and metarhyolites between -11.92 and -2.66. In the two samples of hornblende-biotite paragneiss, the ϵNd at 2028 Ma (deposition age of figure 5.10b) indicated values -2.22 and -5.02 indicating crustal source for the evolution of the Nicolau-Campo Grande paleobasin which covered the plutonic Jirau do Ponciano Dome.

^{87}Rb - ^{87}Sr isotopic data in previous work from orthogneiss of the Jirau do Ponciano Dome indicated age of 2500 Ma (Amorim et al., 1993). However, the Rb/Sr ratio is

unstable in minerals as biotite and feldspar and tend to be violated in open systems by thermodynamics events such as metamorphism giving an imprecise ages or incorrect initial ratios (White, 2015). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($_{2054\text{Ma}}$) isotopic data for the mafic metavolcanic rocks of this complex indicate initial ratio values ranging from 0.7099 and 0.7111 suggesting crustal anatexis (White, 2015; Allègre, 2008).

Therefore, based on the presented data, we suggest that the rocks of the Nicolau-Campo Grande Complex are part of the Jirau do Ponciano Dome, indicating as main source of sedimentation a Paleoproterozoic continental arc root built on older crustal fragments and that was exhumed for differential erosion. Therefore, this magmatic arc root would have been uplifted and exposed along thrust/backthrust fault and resulting in the exposure of the Jirau do Ponciano basement in the northeast portion of Sergipano Fold Belt.

5.7. Conclusions

Combined geological, litho-geochemistry, isotopic and geochronological data for metavolcanic rocks of the Nicolau-Campo Grande Complex (NCGC), we got the following conclusions:

The exhumation of the plutonic-metamorphic core migmatized and exposed by differential erosion in the northeast portion of the Sergipano belt exposes the Jirau do Ponciano Dome constituted of tonalite to granodiorite orthogneiss and associated metasedimentary rocks such as hornblende-biotite paragneiss, biotite-chlorite schists and metarhyolite and amphibolite layers encompassed in the Nicolau-Campo Grande metamorphic complex. The metavolcanic-sedimentary rocks present a lithostratigraphic structure similar to metamorphic core complexes, constituting the external part of the Jirau do Ponciano Dome.

Whole-rock major and trace-element geochemistry of metavolcanic rocks indicate basaltic-andesite and rhyolitic to rhyodacitic protoliths with Ti, P, Ta and Nb depletion indicating typical signature of magmatic arc. Hence, chemical diagrams of tectonic environments and petrotectonic association point to continental magmatic arc.

U-Pb analysis of detrital zircon grains from a hornblende-biotite paragneiss sample indicates the maximum age deposition of 2028 Ma and contribution of Archean grains for this metavolcanic-sedimentary sequence (NCGC).

T_{DM} model ages of metarhyolite and metarhyodacites indicated values of 2.61 and 3.04 Ga and continental derivation. The average ϵNd for metavolcano-sedimentary rocks indicated crustal component with a small contribution of mixing/interaction of mantle component.

Zircon U-Pb data of metarhyolite-rhyodacites indicate Paleoproterozoic crystallization ages around 2061 and 2074 Ma. On the other hand, zircon U-Pb data of amphibolite samples indicate Paleoproterozoic age (2054Ma) and isotopic inheritance of Mesoarchean crust (2779-3324Ma).

The proposed tectonic scenario indicate the building of magmatic arc in the Paleoproterozoic and that the volcanic rocks were eroded and deposited serving as source area of Nicolau-Campo Grande Complex. Thus, we interpret that the metavolcanic-sedimentary sequence of the Jirau do Ponciano Dome is related to a magmatic arc root exhumed for differential erosion that was later covered by the Neoproterozoic paleobasin that became the Macururé Domain in the northeast portion of the Sergipano Belt.

5.8. Acknowledgments

This work is integral part of the PhD project of the first author at the University of Brasília. The authors thank CNPq financial support through grant 159762/2013-8 and the Geochronology Laboratory of the University of Brasília.

Table 5.1: Composition of major elements (wt %) in intermediate to acidic metavolcanic rocks and amphibolites from Nicolau-Campo Grande Complex (NCGC).

Sample	Metarhyolite-metarhyodacites								Amphibolite (basaltic andesite and andesite)											
	NCG16	NCG17	NCG18	NCG19	NCG20	NCG21	NCG22	NCG28	NCG3	NCG4	NCG5	NCG6	NCG7	NCG8	NCG9	NCG10	NCG11	NCG12		
SiO ₂	74.6	76.1	75.2	76.1	75.6	73.7	74.9	74.7	53.4	54.2	57.7	50.4	51.5	51.4	53	53.5	51.8	51.2		
TiO ₂	0.17	0.13	0.15	0.12	0.17	0.14	0.14	0.16	0.8	0.79	0.79	0.99	0.98	0.92	1.01	0.97	0.92	0.92		
Al ₂ O ₃	14.5	14.1	14.8	14.15	14.8	14.1	13.55	14.7	13.8	13.15	12.95	13.4	13.7	13.7	13.85	14.05	13.65	13.65		
Fe ₂ O ₃ (total)	1.41	1.15	1.15	1.11	1.4	1.2	1.13	1.19	11.85	11.4	11.35	13.15	13.4	13.2	13.1	12.95	12.6	13		
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.12	0.12	0.12	0.15	0.15	0.15	0.13	0.13	0.13	0.14		
MgO	0.43	0.34	0.28	0.32	0.43	0.26	0.26	0.29	4.77	4.94	4.9	5.7	5.85	5.73	5.81	5.75	5.6	5.69		
CaO	2.11	2.03	2.01	2	2.13	1.93	1.83	1.99	6.5	6.73	6.69	8.06	8.23	7.83	8.42	8.06	7.78	7.62		
Na ₂ O	4.9	4.48	5.07	4.47	5.02	4.86	4.67	5.06	2.6	2.66	2.64	2.36	2.43	2.47	2.58	2.68	2.63	2.52		
K ₂ O	1.19	1.78	2.16	1.79	1.12	2.06	1.98	2.18	0.39	0.4	0.39	0.43	0.45	0.41	0.41	0.39	0.37	0.4		
P ₂ O ₅	N.d	N.d	0.17	N.d	N.d	0.19	0.18	0.17	0.04	0.08	0.06	0.09	0.1	0.1	0.1	0.11	0.11	0.09		
LOI	0.92	0.8	0.58	0.89	0.93	0.47	0.52	0.54	3.72	3.93	3.66	3.42	3.41	3.31	3.12	3.17	3.18	3.35		
Total	99.32	100.12	100.83	100.07	100.68	98.26	98.47	100.29	98	98.4	101.25	98.15	100.2	99.22	101.53	101.76	98.77	98.58		

Table 5.2: Composition of trace and rare earths elements (ppm) of metavolcanic rocks from Nicolau-Campo Grande Complex (NCGC).

N.d.-No detected. * REE normalized for the primitive mantle of McDonough e Sun (1995).

Sample	Metarhyolite-metarhyodacites								Amphibolite (basaltic andesite and andesite)									
	NCG16	NCG17	NCG18	NCG19	NCG20	NCG21	NCG22	NCG28	NCG3	NCG4	NCG5	NCG6	NCG7	NCG8	NCG9	NCG10	NCG11	NCG12
Sc	2	2	1	2	2	1	1	1	31	32	31	40	40	41	39	39	40	42
V	19	23	14	19	17	14	15	16	224	227	218	264	259	267	226	224	237	277
Cr	10	10	10	10	10	10	20	10	260	250	240	180	190	190	160	160	170	190
Co	28	38	21	37	28	33	32	21	42	43	42	48	46	48	56	54	55	51
Li	10	N.d	10	10	10	10	10	10	N.d	N.d	N.d	N.d	N.d	N.d	N.d	N.d	N.d	N.d
Mo	0.43	0.34	0.28	0.32	0.43	0.26	0.26	0.29	4.77	4.94	4.9	5.7	5.85	5.73	5.81	5.75	5.6	5.69
Ni	3	3	2	3	4	4	2	2	88	91	92	106	105	108	99	98	100	112
Cu	4	6	13	4	6	17	17	13	54	56	56	51	50	51	61	60	62	54
Zn	12	12	14	10	12	15	15	14	122	125	124	135	137	137	141	141	141	145
Ga	17.6	16.1	21.1	16	17.6	21	21.5	20.2	23.1	22.7	23.3	21.4	21.1	20.8	20.4	20.9	22	20.2
Rb	35.6	35.2	60.1	35	34.8	61.4	58.2	58.1	4.7	4.5	4.4	2.5	2.7	2.5	2.1	2.1	2.3	2.4
Sn	1	2	3	1	2	3	3	3	2	2	3	2	2	2	2	3	2	2
Sr	299	240	272	241	300	269	264	256	211	212	217	193.5	203	191.5	184.5	188	196	192
W	223	328	179	324	221	290	282	187	40	44	40	32	32	32	64	64	66	32
Zr	97	132	96	117	187	85	81	94	155	146	154	100	75	88	129	131	138	85
Nb	11.1	5.2	6.3	5.3	11.2	6.1	5.8	6	29.2	27.2	30.1	24.5	26.9	25,3	42,1	42,2	39,2	24,9

Cs	1,6	1,43	2,35	1,45	1,71	2,26	2	2,14	0,14	0,18	0,16	0,06	0,11	0,17	0,21	0,22	0,2	0,03
Ba	445	608	574	603	446	557	523	543	240	248	247	208	219	228	145,5	148	149	202
La	30.5	37.8	23.5	39.2	32.1	22.7	21.1	21.2	15.5	15.5	15.4	9.9	12	12	14.5	15.4	15.9	11.4
Ce	43.4	54.6	46.9	53.3	44.6	44.4	43.9	41.5	23.3	23.7	25.1	15.4	17.8	18.3	21.2	21.9	22.5	16.9
Pr	4.69	5.64	5.34	5.79	4.7	5.19	4.57	4.7	3.21	3.28	3.38	2.44	3	2.99	3.43	3.6	3.62	2.94
Nd	14.3	16.8	18.7	16.8	14.2	17.8	18.5	17.1	15.4	16	15.6	11.9	12.1	13.2	14.1	15.4	16.3	12.1
Sm	2.25	2.49	3.92	2.53	2.29	3.95	4.03	3.69	4.28	4.21	4.89	3.2	3.74	3.66	4.93	4.73	4.78	3.33
Eu	0.64	0.69	0.52	0.66	0.65	0.5	0.57	0.51	1.31	1.33	1.28	1.22	1.18	1.22	1.39	1.39	1.48	1.09
Gd	1.63	1.96	2.55	2.19	1.77	2.72	2.87	2.82	5.94	5.58	5.64	5	5.15	4.96	5.9	5.66	6.56	4.63
Tb	0.28	0.31	0.3	0.3	0.28	0.33	0.33	0.35	1.01	1.02	0.99	0.91	0.98	0.89	1.11	1.16	1.11	0.84
Dy	1.28	1.44	1.55	1.57	1.46	1.82	1.58	1.66	6.65	6.25	6.1	5.6	5.81	5.98	7.37	7.44	7.15	5.42
Ho	0.26	0.29	0.33	0.29	0.32	0.33	0.32	0.37	1.27	1.27	1.31	1.14	1.35	1.35	1.6	1.54	1.7	1.27
Er	0.64	0.76	0.91	0.79	0.77	0.91	1.01	1	3.85	3.84	3.83	3.31	3.73	3.9	4.37	4.39	4.66	3.58
Tm	0.13	0.1	0.14	0.11	0.14	0.16	0.2	0.13	0.57	0.55	0.54	0.48	0.56	0.54	0.61	0.67	0.64	0.49
Yb	0.6	0.7	0.96	0.67	0.84	1.08	0.79	0.83	3.54	3.4	3.53	3.19	3.45	3.49	4.22	4.13	4.24	3.35
Lu	0.1	0.12	0.13	0.1	0.13	0.17	0.16	0.19	0.5	0.45	0.45	0.47	0.53	0.52	0.54	0.6	0.62	0.45
Y	5.9	7.7	9.9	7.8	8	10	9.5	9.7	36.5	36	36.5	30.9	33.7	31.8	38.7	39.2	39.3	30.8
Hf	3	4.1	3.2	3.6	5.7	3	3.1	3.4	4.6	4.3	4.5	3.1	2.4	2.8	3.9	3.7	3.7	2.5
Ta	0.4	0.4	0.7	0.4	0.3	0.9	0.8	0.7	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3
Pb	20	27	14	24	24	13	11	13	5	9	N.d	5	2	N.d	3	6	N.d	N.d

Th	8.95	17.55	12.65	17.65	8.97	12.1	13.3	11.7	1.06	1.04	1.01	0.59	0.59	0.54	0.64	0.67	0.73	0.51
U	0.48	0.77	2.42	0.76	0.92	2.38	2.51	2.2	0.2	0.19	0.18	0.16	0.16	0.18	0.23	0.24	0.26	0.11
ΣREE	100	123	105	124	104	102	99	96	86	86	88	64	71	73	85	88	91	67
Eu/Eu*	1.02	0.95	0.50	0.86	0.99	0.47	0.51	0.48	0.79	0.84	0.74	0.93	0.82	0.87	0.79	0.82	0.81	0.85
(La/Yb) _N	34.59	36.75	16.66	39.82	26.01	14.30	18.18	17.38	2.98	3.10	2.97	2.11	2.37	2.34	2.34	2.54	2.55	2.32
(La/Sm) _N	8.49	9.51	3.76	9.71	8.78	3.60	3.28	3.60	2.27	2.31	1.97	1.94	2.01	2.05	1.84	2.04	2.08	2.14

Table 5.3: Zircon U-Pb of NCG 07 (amphibolite sample) from LA-ICP-MS.

Grain Spot	Isotope ratio						Age						Rho	Th/U	Conc. (%)
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$			
051-ZR28	0.12700	0.44	6.401	1.01	0.3655	0.83	2057	16	2032	18	2008	29	0.82	0.284	97.6
045-ZR23	0.13145	1.01	6.902	1.74	0.3808	1.36	2117	35	2099	31	2080	48	0.79	0.815	98.2
039-ZR19	0.13200	1.29	6.659	1.81	0.3659	1.22	2125	45	2067	32	2010	42	0.67	0.374	94.6
030-ZR14B	0.13100	1,58	6,719	1,96	0,3719	1,10	2111	55	2075	34	2039	39	0,56	0,324	96,5
015-ZR5B	0,12659	0,38	6,282	0,92	0,3599	0,75	2051	13	2016	16	1982	26	0,82	0,650	96,6
010-ZR5	0,12900	0,89	6,505	1,43	0,3657	1,05	2084	31	2047	25	2009	36	0,74	0,041	96,4
028-ZR13B	0,12765	0,44	6,996	0,97	0,3975	0,78	2066	16	2111	17	2157	29	0,81	0,463	104,4
041-ZR21	0,17661	1,27	10,392	3,14	0,4267	2,85	2621	42	2470	57	2291	110	0,91	0,080	87,4
040-ZR20	0,19170	0,63	12,752	1,06	0,4824	0,77	2757	21	2661	20	2538	32	0,73	0,151	92,1
020-ZR9B	0,19441	0,45	13,001	0,93	0,4850	0,72	2780	15	2680	17	2549	30	0,78	0,097	91,7
018-ZR8	0.18171	0.73	11.089	1.84	0.4426	1.65	2669	24	2531	34	2362	65	0.90	0.212	88.5
009-ZR4B	0.20172	0.78	14.608	1.99	0.5252	1.79	2840	25	2790	37	2721	79	0.90	0.080	95.8
007-ZR3	0.17788	0.38	10.814	0.85	0.4409	0.67	2633	13	2507	16	2355	26	0.78	0.163	89.4
016-ZR6	0.19396	0.43	13.188	1.03	0.4931	0.85	2776	14	2693	19	2584	36	0.83	0.167	93.1
052-ZR29	0.22490	0.47	16.124	1.22	0.5199	1.07	3016	15	2884	23	2699	47	0.87	0.125	89.5
031-ZR15	0.21806	0.86	14.182	2.58	0.4717	2.40	2966	28	2762	48	2491	99	0.93	0.298	84.0

027-ZR13N	0.21372	0.68	11.518	1.88	0.3908	1.71	2934	22	2566	35	2127	62	0.91	0.205	72.5
049-ZR27	0.27033	0.54	23.773	0.96	0.6378	0.71	3308	17	3259	19	3180	35	0.73	0.359	96.1
025-ZR11	0.26880	0.42	23.218	0.88	0.6264	0.68	3299	13	3236	17	3135	34	0.77	0.059	95.0
006-ZR2	0.26874	0.52	21.707	1.17	0.5858	0.98	3299	16	3171	23	2972	47	0.84	0.510	90.1
004-ZR1N	0.26026	0.54	20.386	1.25	0.5680	1.06	3248	17	3110	24	2900	50	0.85	2.127	89.3

Table 5.4: Zircon U-Pb of NCG10 (amphibolite sample) from LA-ICP-MS.

Grain Spot	Isotope ratio						Age						Rho	Th/U	Conc. (%)
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$			
004-ZR1	0.12618	0.43	6.247	1.01	0.3590	0.84	2045	15	2011	18	1978	28	0.83	0.371	96.7
035-ZR23	0.12292	0.52	5.762	1.19	0.3399	1.00	1999	18	1941	20	1886	33	0.84	0.142	94.4
029-ZR19	0.12696	0.72	6.430	1.24	0.3673	0.95	2056	25	2036	22	2017	33	0.76	0.496	98.1
040-ZR28	0.19610	1.14	14.073	1.55	0.5205	0.98	2794	37	2755	29	2701	43	0.64	0.942	96.7
036-ZR24	0.20200	0.47	14.602	0.93	0.5242	0.71	2842	15	2790	18	2717	31	0.76	0.218	95.6
026-ZR17N	0.19199	0.49	13.038	1.27	0.4925	1.11	2759	16	2682	24	2581	47	0.87	0.147	93.6
024-ZR15	0.18817	0.46	12.106	1.12	0.4666	0.95	2726	15	2613	21	2468	39	0.85	0.214	90.5
020-ZR14	0.18353	0.70	11.772	1.28	0.4652	1.00	2685	23	2586	24	2462	41	0.78	1.436	91.7
018-ZR12	0.18344	0.61	11.705	1.08	0.4627	0.81	2684	20	2581	20	2452	33	0.75	0.146	91.3
016-ZR10	0.19117	0.45	12.444	0.97	0.4721	0.78	2752	15	2639	18	2493	32	0.80	0.160	90.6
014-ZR9N	0.18480	0.48	11.644	1.07	0.4570	0.88	2696	16	2576	20	2426	36	0.82	0.144	90.0

013-ZR8	0.19690	0.57	13.577	1.20	0.5001	0.99	2801	18	2721	23	2614	43	0.83	0.144	93.3
008-ZR5	0.20103	0.91	14.909	1.52	0.5378	1.16	2835	30	2809	29	2774	52	0.76	0.992	97.9
039-ZR27	0.22632	0.93	14.548	1.39	0.4662	0.96	3026	30	2786	26	2467	39	0.69	0.075	81.5
019-ZR13	0.30977	1.37	28.903	2.05	0.6767	1.48	3520	42	3450	40	3332	77	0.72	0.366	94.7
028-ZR18	0.25642	0.62	19.095	1.45	0.5401	1.26	3225	20	3047	28	2784	57	0.87	0.485	86.3
025-ZR16	0.29215	0.47	25.983	1.02	0.6450	0.83	3429	15	3346	20	3209	42	0.81	0.394	93.6
010-ZR7	0.23424	1.13	15.310	1.47	0.4740	0.86	3081	36	2835	28	2501	36	0.58	0.147	81.2

Table 5.5: Zircon U-Pb of sample NCG16 (Metarhyolite and metarhyodacites sample) from LA-ICP-MS.

Grain Spot	Isotope ratio						Age						Rho	Th/U	Conc.(%)
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$			
039-ZR26	0.12706	0.62	6.375	1.06	0.3638	0.78	2058	22	2029	19	2000	27	0.73	1.194	97.2
038-ZR25B	0.12760	0.54	6.138	1.34	0.3488	1.17	2065	19	1996	23	1929	39	0.87	0.904	93.4
033-ZR21	0.11661	0.74	4.265	1.90	0.2653	1.71	1905	26	1687	31	1517	46	0.90	0.334	79.6
030-ZR20	0.12735	0.61	6.502	1.04	0.3703	0.75	2062	22	2046	18	2031	26	0.72	1.075	98.5
029-ZR19	0.12736	0.57	6.313	1.07	0.3595	0.82	2062	20	2020	19	1980	28	0.77	1.164	96.0
028-ZR18	0.12740	0.50	6.689	0.99	0.3808	0.77	2062	17	2071	17	2080	27	0.78	1.283	100.8
026-ZR16	0.12275	0.54	5.023	1.58	0.2967	1.43	1997	19	1823	27	1675	42	0.91	0.786	83.9
025-ZR15	0.12504	0.40	5.901	0.94	0.3422	0.77	2029	14	1961	16	1897	25	0.81	0.244	93.5
024-ZR14B	0.12686	0.43	6.294	1.08	0.3598	0.92	2055	15	2018	19	1981	31	0.85	0.429	96.4
018-ZR12	0.12751	0.48	6.223	1.08	0.3539	0.89	2064	17	2008	19	1953	30	0.83	0.872	94.6
016-ZR10	0.12512	0.41	6.074	0.96	0.3521	0.78	2031	15	1987	17	1944	26	0.81	0.226	95.8
015-ZR9	0.12739	0.46	6.663	1.15	0.3793	0.99	2062	16	2068	20	2073	35	0.86	0.564	100.5
014-ZR8	0.12478	0.51	5.506	1.00	0.3200	0.78	2026	18	1901	17	1790	24	0.78	0.363	88.3
013-ZR7	0.12793	0.54	6.605	1.05	0.3744	0.83	2070	19	2060	19	2050	29	0.78	1.199	99.1
010-ZR6	0.12568	0.66	6.151	1.18	0.3550	0.91	2038	23	1998	21	1958	31	0.77	0.259	96.1
009-ZR5B	0.12091	0.60	4.853	1.37	0.2911	1.17	1970	21	1794	23	1647	34	0.86	0.222	83.6

007-ZR4	0.12718	0.40	6.226	0.99	0.3550	0.83	2059	14	2008	17	1959	28	0.84	0.922	95.1
006-ZR3	0.12602	0.37	6.017	0.86	0.3463	0.68	2043	13	1978	15	1917	22	0.79	0.336	93.8
005-ZR2	0.12699	0.37	6.310	0.84	0.3603	0.65	2057	13	2020	15	1984	22	0.78	0.789	96.5
004-ZR1	0.12597	0.40	6.033	1.04	0.3473	0.89	2042	14	1981	18	1922	30	0.85	0.817	94.1

Table 5.6: Zircon U-Pb of NCG28 (Metarhyolite and metarhyodacites sample) from LA-ICP-MS.

Grain Spot	Isotope ratio						Age						Rho	Th/U	Conc.(%)
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)			
038-ZR27	0.12686	0.53	6.474	1.04	0.3701	0.81	2055	19	2042	18	2030	28	0.78	0.913	98.8
037-ZR26	0.12660	0.46	6.210	1.01	0.3558	0.82	2051	16	2006	18	1962	28	0.81	0.318	95.6
034-ZR23	0.12808	0.52	6.536	1.09	0.3701	0.89	2072	18	2051	19	2030	31	0.81	0.991	98.0
033-ZR22	0.12832	0.56	6.724	1.23	0.3800	1.03	2075	20	2076	22	2077	36	0.84	1.162	100.1
030-ZR21	0.12728	0.88	6.671	1.45	0.3801	1.08	2061	31	2069	25	2077	38	0.75	1.155	100.8
029-ZR20	0.12647	0.64	6.500	1.18	0.3728	0.93	2049	22	2046	21	2042	32	0.78	0.330	99.7
028-ZR19	0.12636	0.55	6.221	1.03	0.3571	0.79	2048	19	2007	18	1968	27	0.76	0.668	96.1
027-ZR18	0.12658	0.48	6.172	1.03	0.3536	0.83	2051	17	2000	18	1952	28	0.81	0.574	95.2
026-ZR17	0.12492	0.45	6.062	0.92	0.3519	0.71	2028	16	1985	16	1944	24	0.78	0.361	95.9
024-ZR15	0.12647	0.52	6.244	1.22	0.3581	1.03	2049	18	2011	21	1973	35	0.85	0.571	96.3
020-ZR14	0.12689	0.74	6.617	1.33	0.3782	1.05	2055	26	2062	23	2068	37	0.78	0.313	100.6
019-ZR13	0.12624	0.66	6.359	1.34	0.3653	1.11	2046	23	2027	23	2007	38	0.82	0.631	98.1
018-ZR12	0.12720	0.60	6.362	1.29	0.3627	1.09	2060	21	2027	23	1995	37	0.84	0.320	96.9
016-ZR10	0.12366	0.45	5.244	1.42	0.3075	1.30	2010	16	1860	24	1729	39	0.91	0.268	86.0
015-ZR9B	0.12639	0.42	6.151	0.91	0.3529	0.72	2048	15	1998	16	1949	24	0.79	0.900	95.1
013-ZR8	0.12579	0.54	6.096	1.09	0.3515	0.88	2040	19	1990	19	1942	29	0.80	0.556	95.2

010-ZR7	0.12642	0.66	6.268	1.21	0.3596	0.95	2049	23	2014	21	1980	32	0.78	0.868	96.6
009-ZR6	0.12731	0.60	6.408	1.06	0.3650	0.80	2061	21	2033	19	2006	27	0.75	0.871	97.3
008-ZR5	0.12556	0.50	6.254	1.00	0.3612	0.78	2037	18	2012	17	1988	27	0.78	0.502	97.6
007-ZR4	0.12689	0.43	6.414	1.00	0.3666	0.83	2055	15	2034	18	2013	29	0.82	0.870	98.0
006-ZR3	0.12583	0.41	6.194	0.94	0.3570	0.77	2040	14	2004	16	1968	26	0.81	0.480	96.4
005-ZR2	0.12593	0.35	6.173	0.85	0.3555	0.69	2042	12	2001	15	1961	23	0.80	0.615	96.0
004-ZR1	0.12394	0.33	5.710	0.86	0.3341	0.71	2014	12	1933	15	1858	23	0.82	0.193	92.3

Table 5.7: Detrital zircon U-Pb of NCG35 (hornblende-biotite paragneiss sample) from LA-ICP-MS.

Grain Spot	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	Conc. (%)
068-ZR50	0.117	0.26010	0.62	23.082	1.09	3203	41	3247	20	3230	21	98.6
067-ZR49	0.169	0.25346	0.53	21.052	0.97	3039	35	3207	17	3141	19	94.8
066-ZR48	0.287	0.20830	0.50	15.937	1.15	2845	44	2892	16	2873	22	98.4
065-ZR47	0.167	0.22034	0.91	15.738	1.26	2691	35	2983	29	2861	24	90.2
064-ZR46	0.200	0.12807	1.19	6.363	1.83	1984	46	2072	42	2027	32	95.8
060-ZR45	0.109	0.20364	1.16	14.747	1.84	2721	61	2856	38	2799	35	95.3
059-ZR44	0.489	0.12723	1.93	6.564	2.92	2049	76	2060	67	2055	51	99.5
058-ZR43	0.274	0.21045	0.65	15.625	1.09	2777	36	2909	21	2854	21	95.5
057-ZR42	0.303	0.20323	1.13	15.009	1.67	2765	52	2852	37	2816	32	96.9
056-ZR41	0.152	0.12845	1.14	6.320	1.74	1967	43	2077	40	2021	30	94.7
055-ZR40	0.104	0.15683	2.41	8.745	3.46	2189	91	2422	81	2312	62	90.4
053-ZR38	0.076	0.18188	0.63	11.797	0.98	2485	27	2670	21	2588	18	93.1
050-ZR37	0.038	0.21708	1.02	16.219	1.64	2791	55	2959	33	2890	31	94.3
049-ZR36	0.154	0.19833	0.77	13.603	1.27	2603	40	2813	25	2722	24	92.5
048-ZR35	0.173	0.26339	0.65	22.443	1.12	3102	41	3267	20	3203	22	94.9
047-ZR34	0.226	0.19087	0.50	12.480	0.86	2502	24	2750	16	2641	16	91.0
045-ZR32	0.116	0.18356	1.13	11.804	2.51	2468	90	2685	37	2589	47	91.9

044-ZR31	0.156	0.27347	0.62	23.835	1.09	3158	41	3326	19	3262	21	94.9
040-ZR30	0.002	0.20092	0.76	14.440	1.17	2704	35	2834	25	2779	22	95.4
038-ZR28	0.241	0.24088	0.93	19.477	1.54	2975	56	3126	30	3066	30	95.2
036-ZR26	0.278	0.27549	0.61	24.762	0.95	3235	31	3338	19	3299	18	96.9
035-ZR25	0.232	0.19548	0.67	13.738	1.05	2655	31	2789	22	2732	20	95.2
034-ZR24	0.209	0.24710	0.65	20.332	1.09	3017	38	3166	20	3107	21	95.3
030-ZR22	0.013	0.19464	0.87	13.410	1.22	2612	33	2782	28	2709	23	93.9
029-ZR21	0.289	0.24960	0.78	19.743	1.13	2923	34	3182	25	3079	22	91.8
027-ZR19	0.126	0.27681	0.44	25.412	0.84	3290	31	3345	14	3324	16	98.3
026-ZR18	0.221	0.19180	0.63	12.457	1.10	2488	34	2758	21	2640	21	90.2
024-ZR16	0.155	0.12603	1.69	6.017	2.37	1917	54	2043	59	1978	41	93.8
020-ZR15	0.007	0.21045	1.50	15.072	2.08	2697	61	2909	48	2820	39	92.7
018-ZR13	0.168	0.18451	0.52	11.780	0.98	2453	30	2694	17	2587	18	91.1
017-ZR12	0.155	0.20937	0.57	15.243	1.11	2733	39	2901	19	2831	21	94.2
016-ZR11	0.210	0.20557	0.85	14.610	1.32	2680	41	2871	28	2790	25	93.3
015-ZR10	0.214	0.26026	0.53	22.803	1.12	3171	46	3248	17	3219	22	97.6
014-ZR9	0.650	0.18467	0.81	12.344	1.53	2548	52	2695	27	2631	29	94.5
013-ZR8	0.348	0.21154	0.78	16.013	1.44	2821	52	2917	25	2878	27	96.7
010-ZR7	0.208	0.12497	1.70	6.148	2.51	1967	61	2028	60	1997	43	97.0
009-ZR6	0.165	0.20377	0.88	14.066	1.34	2616	40	2857	28	2754	25	91.6

008-ZR5	0.262	0.27930	1.70	26.842	3.76	3409	175	3359	53	3378	72	101.5
007-ZR4	0.118	0.22816	0.68	16.901	1.39	2772	52	3039	22	2929	26	91.2
006-ZR3	0.309	0.18120	0.55	11.850	1.09	2502	36	2664	18	2593	20	93.9
004-ZR1	0.156	0.13042	1.00	6.363	1.67	1953	43	2104	35	2027	29	92.8

Table 5.8: Nd and Sr isotopic data from metavolcanic-sedimentary rocks of Nicolau-Campo Grande Complex. Initial compositions recalculated to crystallization age (t).

Sample	Rock	Longitude	Latitude	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd (today)	ϵNd (t)	Idade U-Pb (Ga)	T_{DM} (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (today)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t)
NCG3	Amphibolite	-36°48'14.43"W	-9° 47'32.49"S	5.017	18.995	0.511675+/-9	0.1597	-18.79	-9.1	2.054	-	0.71207	0.71019
NCG7	Amphibolite	-36°48'35.95"W	-9° 56'0.20" S	3.780	12.993	0.511901+/-16	0.1759	-14.37	-5.2	2.054	-	0.71165	0.71052
NCG10	Amphibolite	-36°46'56.02"W	-9° 54'54.65"S	3.888	12.129	0.512060+/-10	0.1938	-11.27	-11.3	2.054	-	0.71093	0.70998
NCG11	Amphibolite	-36°44'5.65"W	-9° 47'29.51"S	3.994	12.377	0.512091+/-14	0.1951	-10.68	-10.3	2.054	-	0.71108	0.71009
NCG12	Amphibolite	-36°49'16.08"W	-9° 52'24.37"S	3.918	12.217	0.512067+/-20	0.1939	-11.14	-10,0	2.054	-	0.71225	0.71119
NCG32	Amphibolite	-36°48'16.53"W	-9° 54'10.17"S	9.145	37.366	0.511344+/-16	0.1479	-25.24	-12.5	2.054	-	0.71135	0.71022
NCG33	Amphibolite	-36°39'52.55"W	-9° 37'36.16"S	9.832	38.977	0.511440+/-25	0.1525	-23.37	-11.8	2.054	-	0.71137	0.71028
NCG34	Amphibolite	-36°48'47.49"W	-9° 59'10.51"S	10.64	40.782	0.511128+/-42	0.1578	-29.46	-19.2	2.054	-	-	-
NCG35	Amphibolite	-36°55'17.73"W	-9° 52'53.56"S	9.870	39.457	0.511364+/-12	0.1512	-24.84	-13,0	2.054	-	-	-
NCG36	Amphibolite	-36°51'45.65"W	-10°1'12.85"S	10.843	40.092	0.511466+/-24	0.1635	-22.87	-14.1	2.054	-	-	-
NCG37	Amphibolite	-36°49'10.05"W	-10°3'10.34"S	9.449	37.747	0.511341+/-15	0.1513	-25.30	-13.4	2.054	-	-	-
NCG38	Amphibolite	-36°48'44.01"W	-10°0'48.78"S	21.565	85.264	0.511364+/-38	0.1529	-24.85	-13.3	2.054	-	-	-
NCG17	Metarhyolite-rhyodacite	-36°51'20.89"W	-9° 49'45.73"S	2.488	15.892	0.510685+/-16	0.0946	-38.10	-11.26	2.061	3.02	0.73321	0.72082
NCG18	Metarhyolite-rhyodacite	-36°55'19.08"W	-9° 46'18.64"S	2.489	15.837	0.510713+/-30	0.0950	-37.55	-10.81	2.061	3.00	0.73406	0.71540

NCG19	Metarhyolite-rhyodacite	-36°48'3.86"W	-9° 45'22.26"S	2.499	16.043	0.510688+/-14	0.0941	-38.05	-11.08	2.061	3.01	0.73331	0.72104
NCG20	Metarhyolite-rhyodacite	-36°51'20.40"W	-9° 39'14.18"S	2.796	18.585	0.510601+/-17	0.0909	-39.73	-11.92	2.061	3.04	0.73331	0.72351
NCG21	Metarhyolite-rhyodacite	-36°46'5.31"W	-9°54'11.45"S	4.329	20.374	0.511581+/-7	0.1284	-20.62	-2.66	2.061	2.61	0.73324	0.71396
NCG4	Hornblende-biotite paragneiss	-36°48'53.91"W	-9°46'14.07"S	6.294	25.621	0.511741+/-20	0.1485	-17.49	-5.02	2.028	3.07	-	
NCG28	Hornblende-biotite paragneiss	-36°49'53.31"W	-9°44'32.58"S	4.405	20.836	0.511611+/-24	0.1278	-20.04	-2.22	2.028	2.54	-	

5.9. References

- Allègre, C. J., 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 18, 1-29.
- Amorim, J.L., 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Arapiraca, Folha SC.24-X-D-V. Estado de Alagoas. Escala 1:100.000, Brasília, CPRM, 100p.
- Amorim, J.L., Torres, H.H.F. Silva Filho, M.A., 1993. O Complexo de embasamento da Faixa Sergipana na região de Jirau do Ponciano (AL): Estratigrafia, evolução tectonometamórfica e potencialidade metalogenética. XV Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, p. 240-242.
- Baier, J., Audetat, A., Keppler, H., 2008. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, p. 290–300.
- Burg, J.P., Klaus, B.J.P. and Podladchikov, Y.Y., 2004. Dome structures in collision orogens: Mechanical investigations of the gravity/compression interplay. In: Whitney, D., Teyssier, C., Siddoway, S. (eds.), *Gneiss domes in orogeny: The Geological Society of America, Special Paper 380*, p. 47-66.
- Brito, M. F. L, Mendes V. A., 2011. Compartimentação Tectônica da Folha Arapiraca. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Cuiabá, Mato Grosso*. p. 286-289.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology* 44, 493-518.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Schmus, W.R.Q., 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Umberto Cordani; Edson José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 151-182.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):279-296.
- Bühn, B.M., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81, p. 1-16.
- Chemale, Jr. F., Kawashita, K., Dussin, I.A., Ávila, J.N., Justino, D., Bertotti, A.L., 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector conFigtion. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2):p.275-295.

D'el-Rey Silva, L.J.H., 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano crátons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, p. 453-470.

D'el-Rey Silva, L. J. H and McClay, K. R. 1995. The Southern Part of the Sergipano Belt, NE Brazil: Stratigraphy and Tectonic Implications. *Rev. Bras. Geociências*. São Paulo, v. 25, p. 185- 202.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, p. 183–210.

Depaolo, D.J., 1988. Neodimium Isotope Geochemistry-An Introduction. Springer-Verlag, 490p.

Gióia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, p. 219-245.

Harris, L.B., Koyi, H.A., Fossen, H., 2002, Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings: *Earth-Science Reviews*, v. 59, p. 163–210,

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, p. 523–548.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, EA., 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol* 211: 47–69.

Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines Misc.* p.66.

Kruckenber, S. C., O., Vanderhaeghe, E. C., Ferré, C., Teyssier, Whitney, D. L., 2011 Flow of partially molten crust and the internal dynamics of a migmatite dome, Naxos, Greece, *Tectonics*, 30, TC3001.

Lee, J., Dinklage, W.S., Hacker, B.R., Wang, Y., Gans, P.B., Calvert, A., Wan, J., Chen, W., Blythe, A., McClelland, W., 2000. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: structural, petrologic, and thermochronologic constraints. *Tectonics* 19, p. 872–896.

Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milesi, J.P., Tchameni, R., Nsifa, N.E., Fanning, C.M. and Deloule, E., 2006. SHRIMP U/Pb zircon age evidence for paleoproterozoic sedimentation and 2.05Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-western Cameroon: consequences for the eburnean-transamazonian belt of NE Brasil and central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, v 44, p. 413-427.

Lima, H.M., Pimentel, M.M., Santos, L.C.M.L., Mendes, V.A., 2017. Análise tectônica da porção Nordeste da Faixa Sergipana, Província Borborema: dupla vergência em resposta a colisão oblíqua entre o Cráton do São Francisco e o Terreno Pernambuco-Alagoas (*in press*).

Ludwig K.R., 2008. User's Manual for Isoplot 3.70. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 75p.

Manktelow, N.S and Pavlis, T.L., 1994. Fold-fault relationships in low-angle detachment systems. *Tectonics*, 13, p.668-685.

McDonough, W.F. and Sun S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223-253.

McLennan, S. M., and Hemming, S., 1992. Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 887-898.

Mendes, V.A., Brito M.F.L., Paiva, I.P., 2009. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estado de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Escala: 1:250.000, Recife.

Neves, S.P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., Mariano, G., Da Silva Filho, A.F., Teixeira, C.M.L., 2015. From extension to shortening: dating the onset of the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province (NE Brazil *Journal of South American Earth Sciences* 58, p. 238-256.

Oliveira, E.P; Mcnaughton N., Windley, B.F.; Carvalho, M. J ., Nascimento, R. Silva., 2015. Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: from early passive margins to late foreland basins. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 662, p. 183-194.

Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research* 181, 64-84.

Oliveira, E.P., Toteu, S. F., Araújo M. J., Carvalho, M. J., Nascimento, R. S.; Bueno, J. F., Mcnaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, p. 470-478.

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v 58, p.63-81.

Pearce, J.A.,2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, p. 14-48.

Pearce, J.A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*. John Wiley and Sons, London, pp. 525-548.

Pearce J.A. and Cann J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Sciences Letters* 19, p. 290-300.

Santos, L.C.M.L., Dantas.E.L., Vidotti, R.M., Cawood, P.A., Santos ,E.J., Fuck, R.A., Lima, H.M., 2017. Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*. v 103, p. 167-184.

Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *J. South American. Earth Sciences*. 29, 61-76.

Santos, E. J., 1995. O Complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219p.

Santos, R. A., Martins A. A. M., Neves J. P., Leal, R. A. (Org.). 1998. *Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe*. Brasília, CPRM/CODISE, 157 p. 1 mapa, col. Escala 1:250.000 (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

Teyssier, C. and Whitney, D.L., 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology* v. 30, 1139-1142.

Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S.F., Zeh, A., Nkoumbou, C., 2017. The Adama-Yadé Domain, a Piece of Archaean Crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt (Bafia Area, Cameroon). *Precambrian Research*, 299, 210-229.

Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, p. 227-252.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, p. 267-288.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli P.M. , Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skår O., Spicuzza M.J. Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.F., 2004. Further characterization of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28:p. 9-39.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23

Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, p. 325–343.

White, M.W., 2015. *Isotope Geochemistry*. Wiley-Blackwell, 496p.

Whitney, D.L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O., 2004. Gneiss dome and crustal flow. In: *Gneiss domes in orogeny*, Whitney, D., Teyssier, C., Siddoway, S.(eds.). The Geological Society of America, Special Paper 380, 15-33.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, pp .466.

Wood, DA., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth Planet Sci Let* 50: 11–30.

Yin, A., 2004. Gneiss domes and gneiss dome systems. In Whitney, D.L., Teyssier, C. and Siddoway, C.S., eds., *Gneiss dome and orogeny* Boulder, Colorado. Geological Society of America Special.

ANEXOS

ANEXO-I

Comprovação de artigo aceito na Revista GEONOMOS em 2017

17/12/2017

Gmail - [Geonomos] Decisão editorial



Haroldo Monteiro <haroldogeologo@gmail.com>

[Geonomos] Decisão editorial

Fabrizio Caxito <facaxito@yahoo.com.br>

21 de setembro de 2017 15:22

Responder a: Fabrizio Caxito <facaxito@yahoo.com.br>

Para: Lauro Santos <laumontefalco@gmail.com>, Haroldo Monteiro <haroldogeologo@gmail.com>

Sr. Haroldo Monteiro Lima:

Foi tomada uma decisão sobre o artigo submetido à Revista Geonomos, "ANÁLISE TECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DA FAIXA SERGIPANA, PROVÍNCIA BORBOREMA: DUPLA VERGÊNCIA EM RESPOSTA A COLISÃO OBLÍQUA ENTRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E O TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS".

A decisão é: Artigo aceito para publicação.

Agradecemos pela contribuição e esperamos que considere novamente GEONOMOS para futuras publicações.

Atenciosamente,

Prof. Fabrizio Caxito
Diretor do CPMTC (Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa)
Geologia - Instituto de Geociências
Universidade Federal de Minas Gerais
Campus Pampulha, Belo Horizonte - MG, Brasil, 31270-901
Sala 2021
+55 31 3409 4445
<http://www.cpmc-igc-ufmg.org/>
lattes: <http://lattes.cnpq.br/0090865315012529>

ANEXO-II

Comprovação de submissão de artigo na revista *Journal of South American Earth Sciences* em 2017.



Haroldo Monteiro <haroldogeologo@gmail.com>

Fwd: Successfully received: submission DETRITAL U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY, Nd ISOTOPES AND GEOCHEMISTRY OF THE ARATICUM COMPLEX AND IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL for Journal of South American Earth Sciences

3 mensagens

Haroldo Monteiro Lima <haroldomlima@gmail.com>
Para: haroldogeologo@gmail.com

20 de novembro de 2017 22:18

----- Mensagem encaminhada -----

De: "Journal of South American Earth Sciences" <EvisSupport@elsevier.com>

Data: 20 de nov de 2017 8:24 PM

Assunto: Successfully received: submission DETRITAL U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY, Nd ISOTOPES AND GEOCHEMISTRY OF THE ARATICUM COMPLEX AND IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL for Journal of South American Earth Sciences

Para: <haroldomlima@gmail.com>

Cc:

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: SAMES_2017_349

Title: DETRITAL U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY, Nd ISOTOPES AND GEOCHEMISTRY OF THE ARATICUM COMPLEX AND IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL
Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. Lima,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=SAMES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2017 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.