



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 554

**GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Nd-
Hf DOS GRANITOIDES TRANSAMAZÔNICOS DO DOMÍNIO
PALEOPROTEROIZO LOURENÇO, SUDESTE DO ESCUDO
DAS GUIANAS**

Dissertação apresentada por:

SÂMIA QUEIROZ VIANNA

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA)

**BELÉM
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

V617g Vianna, Sâmia Queiroz
Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Nd-Hf dos
granitoides transamazônicos do domínio Lourenço, sudeste do
Escudo das Guianas / Sâmia Queiroz Vianna. — 2019.
xvii, 103 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Jean Michel Lafon
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em
Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Granitoides transamazônicos. 2. Geocronologia U-Pb e
Lu-Hf em zircão. 3. Domínio Lourenço. 4. Escudo das
Guianas. 5. Cráton Amazônico. I. Título.

CDD 551.701



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Nd-Hf DOS GRANITOIDES TRANSAMAZÔNICOS DO DOMÍNIO PALEOPROTEROIZO LOURENÇO, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

SÂMIA QUEIROZ VIANNA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA e linha de pesquisa Geocronologia e Geologia Isotópica

Data de Aprovação: 16 / 05 / 2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Jean Michel Lafon
Orientador – UFPA

Prof. Dr. Carlos Eduardo Mesquita Barros
Membro – UFPR

Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
Membro - UFPA

*Aos meu amados avós,
Francisco e Lourdes Queiroz.*

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos à:

-À Deus, força e refúgio;

-À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG);

-À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pelo apoio financeiro e concessão de bolsa de estudo, através dos quais este trabalho foi realizado – Código de Financiamento 001;

-Ao Laboratório de Laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO) do IG/UFPA, coordenado pela técnica Joelma Lobo;

-Ao Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, na pessoa do Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão, assim como ao Geólogo Msc. Luciano Castro da Silva da CPRM/Belém, pela obtenção das imagens de catodoluminescência e elétrons retro espalhados por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV);

-Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), por toda a infraestrutura e suporte técnico e ao professor Dr. Moacir Macambira através do projeto CNPQ universal 428287-2016-06 pelo apoio financeiro;

-Ao meu orientador Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA) pela paciência e compreensão em momentos difíceis, pelo saber compartilhado, constante incentivo ao longo do desenvolvimento desta dissertação e por respeitar meus limites;

-Ao Geólogo Msc. Desaix Paulo Balieiro Silva (CPRM/Belém) por ceder os dados referentes ao mapa geológico da área de estudo e discussões nas etapas finais;

-Ao Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto (UFPA) pelos inúmeros auxílios, discussões, correções e incentivo ao longo deste trabalho;

-Aos meus amados, Francisco e Lourdes, avós que a vida fez pais;

-Aos meus pais, Jorge e Denise, por todo o amor, estímulo, confiança e companheirismo, às minhas irmãs, Jamilly e Fádía, minhas inspirações e aos meus tios, Tales e Fabíola, por serem grandes acreditadores das minhas escolhas;

-À Prof. Msc. Vânia Barriga e a Prof. Dr. Andréia, pela amizade, carinho, incentivo e conversas;

-Aos amigos de profissão Nayra Souza, Luiz Cristo, Taynara Martins, Raimundo Pacheco e Marcelo Reis pelo companheirismo, mútuo apoio e incentivo e por fazerem essa caminhada mais fácil e agradável;

-Às irmãs de vida, Camila Franco, Laura Vianna, Jéssica Pena, Bruna Feio, Ana Tereza, Carolinne Santos, Mariana Ladislau, Lorena Anibal, Roberta Cavalcanti e Melissa Paz e aos grandes amigos Igor Santos e Ridivan Clairefont.

Obrigada

*“Tu Senhor, guardarás em perfeita paz
aquele cujo propósito está firme,
porque em ti confia”.*

(Isaías 26:3)

RESUMO

A parte leste do Escudo das Guianas está inserida na porção norte do Cráton Amazônico, mais especificamente na Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), definida como uma faixa móvel paleoproterozoica acrescida a um bloco arqueano durante o evento Transamazônico (2,26-1,95 Ga). No estado do Amapá, norte do Brasil, o Domínio Paleoproterozoico Lourenço é constituído principalmente por terrenos gnáissicos, granitoides e *greenstone* riacianos, com relíquias de rochas arqueanas na sua porção mais meridional. A sul, o Bloco Amapá é definido como uma massa continental formada por unidades neo-mesoarqueanas (2,85-2,60 Ga) fortemente retrabalhadas no Paleoproterozoico durante o ciclo orogênico Transamazônico, granitoides e sequências supracrustais riacianos. A região de Tartarugalzinho, centro-leste do estado do Amapá, está localizada na transição entre o Domínio Paleoproterozoico Lourenço e o Bloco arqueano Amapá. Diversas suítes de granitoides foram identificadas nessa região (granitoides da Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito Papa-Vento e Granito Vila Bom Jesus). Foram utilizadas as metodologias U-Pb e Lu-Hf em zircão por espectrometria de massa ICP-MS e *laser ablation*, Sm-Nd em rocha total por espectrometria de massa TIMS, análises geoquímicas e dados petrográficos com objetivo de melhor estabelecer os estágios evolutivos da orogênese Transamazônica, nos quais estão inseridos esses granitoides, bem como contribuir para a integração desta região aos modelos geodinâmicos propostos para o sudeste do Escudo das Guianas e investigar os processos de crescimento crustal *vs.* retrabalhamento durante o Paleoproterozoico na porção sul do Domínio Lourenço. Os dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos para a Suíte Intrusive Flexal (2176 ± 9 Ma, 2176 ± 5 Ma e 2166 ± 15 Ma), para o Tonalito Papa-Vento (2131 ± 11 Ma) e para o Granito Vila Bom Jesus (2085 ± 16 Ma e 2078 ± 8 Ma) consolidaram a identificação dos episódios paleoproterozoicos ($\sim 2,18$ - $2,15$ Ga e $\sim 2,08$ Ga) para este setor meridional do Domínio Lourenço. As idades modelo Nd- T_{DM} de $2,87$ - $2,63$ Ga e Hf- T_{DM}^C de $3,63$ - $2,79$ Ga arqueanas e os valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ ($-2,74$ a $-5,43$) e de $\epsilon_{Hf(t)}$ ($-1,40$ a $-15,65$) indicam a mistura de material juvenil Riaciono com contribuição de um componente crustal arqueano na fonte desses magmas. A combinação dos dados geocronológicos e geoquímicos permite reconhecer dois eventos distintos, o primeiro com assinatura calcio-alcalino a calcio-alcalino de alto-K, caráter peraluminoso com evolução envolvendo estágios de subducção em ambientes de arcos magmáticos, e o segundo com assinatura calcio-alcalino a calcio-alcalino de alto-K,

carater per- a metaluminoso, e afinidade com granitos syn- a pós-colisionais que poderia representar um estágio de colisão arco magmático – continente. Ainda é possível correlacionar esses eventos na região central do Amapá aos dois episódios magmáticos principais que marcaram a evolução Transamazônica em todo o sudeste do Escudo das Guianas, o primeiro (a) estágio Mesoriaciano (2,18-2,13 Ga) relacionado a estágios de subducção e o segundo (b) estágio Neoriaciano (2,08-2,02 Ga) relacionado a estágios pós-colisionais. O conjunto de dados obtidos consolida a existência de dois episódios magmáticos (~2,18-2,15 Ga e ~2,08 Ga) e a participação de componentes crustais na fonte dos magmas que geraram estas rochas. dados geocronológicos e geoquímicos sugerem que a evolução Transamazônica da área envolve um contexto de arcos vulcânicos com posterior colisão arco-contidente na borda do bloco arqueano, entretanto não se pode descartar a existência de um arco magmático continental.

Palavras-chave: Granitoides transamazônicos. Geocronologia U-Pb e Lu-Hf em zircão. Domínio Lourenço. Escudo das Guianas. Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The eastern part of the Guyana Shield, northern portion of the Amazonian Craton, is located in the Maroni-Itacaiúnas Province (PMI), defined as a paleoproterozoic mobile belt added to an Archean block during the Transamazonian event (2.26-1.95 Ga). In the state of Amapá, Northern Brazil, the Paleoproterozoic Lourenço Domain consists mainly of Rhyacian gneisses, granitoids and greenstone sequences, with some fragments of Archean rocks in its southernmost portion. To the south, the Amapá Block is defined as a continental landmass formed by Neo-Mesoarchean units (2.85-2.60 Ga) strongly reworked during the Transamazonian orogenic cycle, and by Rhyacian granitoids and supracrustal sequences. The region of Tartarugalzinho, in central-eastern sector of the state of Amapá, is located at the transition between the Paleoproterozoic Lourenço Domain and the Archean Amapá Block. Several granitoid suites were identified in this region (Flexal Intrusive Suite, Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite). We performed *in situ* U-Pb and Lu-Hf isotope analyses on zircon byplasma induced mass spectrometry with laser ablation (LA-ICP-MS), Sm-Nd whole-rock by thermal ionization mass spectrometry (TIMS), together with petrography and major and trace element geochemistry, in order to constrain the evolutionary stages of the Transamazonian orogenesis, in which these granitoids are inserted. In addition, the study aimed to contribute to insert the southern portion of the Lourenço Domain within a geodynamic models for the Southeastern Guiana Shield (SGS) and to investigate the processes of crustal growth and reworking during the Rhyacian. The U-Pb geochronology furnished cristalization ages of 2176 ± 9 Ma, 2176 ± 5 Ma e 2166 ± 15 Ma for the Flexal Intrusive Suite, 2131 ± 11 Ma for the Papa-Vento Tonalite and 2085 ± 16 Ma and 2078 ± 8 Ma for the Vila Bom Jesus Granite, that achieved the identification of the two magmatic episodes (~ 2.18 - 2.13 and ~ 2.08 Ga) during he Transamazonian orogeny for this sector of the Lourenço Domain. The Archean Nd- T_{DM} (2.87-2.63 Ga) and Hf- T_{DM}^C (3.63-2.79) model ages and the negative values of $\epsilon_{Nd(t)}$ (-2.74 to -5.43) and $\epsilon_{Hf(t)}$ (-1.40 to -15.65) indicate the mixture of juvenile Rhyacian material with an Archean crustal component in the source of these magmas. Also, the combination of the petrographic, geochronological geochemical and isotope data allows us to recognize two distinct events. The first magmatic episode displays a calc-alkaline to high-K calc-alkaline signature and peraluminous character indicating that it formed during subduction stages in a magmatic arc environment. The second magmatic episode exhibits a calc-alkaline to high-K calc-alkaline signature, metaluminous character and

affinity with syn- to post-collision granites. It is still possible to correlate these magmatic events to the two main magmatic episodes that marked the Transamazonian evolution throughout the southeastern Guiana Shield; The geochronological and geochemical data suggest that this sector of the Transamazonian orogeny was built up by accretion of volcanic arcs with subsequent arc-continent collision, however the existence of a continental magmatic arc at the margin of the Archean block cannot be still totally discarded.

Key-words: Transamazonian granitoids. U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology. Lourenço Domain. Guyana Shield. Amazonian Craton.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

- Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, com a identificação dos pontos amostrados..... 3
- Figura 2 - Compartimentação tectônica da América do Sul; Fonte: Almeida *et al.* (1976). 4
- Figura 3 - Divisão do Cráton Amazônico em províncias tectono-geocronológicas, segundo as proposta de (A) Tassinari e Macambira (2004) e (B) Santos (2006). 5
- Figura 4 – Associação litotectônica do Bloco Amapá e domínios Lourenço e Carecuru. Baseado em Faraco *et al.* (2004) e Rosa-Costa *et al.* (2006), com destaque para a área de estudo. 8
- Figura 5 - Modelo geodinâmico proposto por Delor *et al.* (2003b) para terrenos paleoproterozoicos da Guiana Francesa. 10
- Figura 6 - Geologia da área de estudo. Fonte: Modificado de Silva *et al.* (2013)..... 11

CAPÍTULO II

- Figure 1 - Geochronological Provinces of the Amazonian Craton defined by (A) Tassinari & Macambira (2004); (B) Santos *et al.* (2000; 2006)..... 30
- Figure 2 - Tectonic domains for the Amapá and northwest of Pará states proposed by Rosa-Costa *et al.* (2006) and Faraco (2004) with emphasis to the work area. ... 31
- Figure 3 - Geological map of the work area with the geological units. Source: Modified from Silva *et al.* (2013)..... 39
- Figure 4 - QAP diagram for plutonic rocks (Le Maitre, 2002). The samples from Silva *et al.* (2013) besides the samples of this paper are plotted in the diagram. 44
- Figure 5 - Photomicrographs of the Flexal Intrusive Suite (SJJ-02-A; SJJ03-B; SJJ06-C), Papa-Vento Tonalite (SJJ01-D) and Vila Bom Jesus Granite (SJJ04-E; SJJ07-F) samples. A) Syenogranite with chloritized amphibole and intense alteration to sericite and clay minerals; B) Syenogranite with altered amphibole, mymerquitic texture occurs locally; C) Orthogneiss with mylonite foliation and

recrystallized quartz; D) Allotriomorphic texture, fractured crystals and alteration to chlorite and sericite; E) Recrystallized quartz and intensely altered plagioclase; F) Mylonitic fabric evidenced by mafic minerals and almond feldspar crystals. Kfs: k-feldspar; Plg: plagioclase; Qtz: quartz; Bt: biotite; Anf: amphibole; Ept: epidote; Zr: zircon. 46

Figure 6 - Classification diagrams: (A) $P=K-(Na+Ca)$ vs. $Q= (Si/3 (K+Na+2Ca/3))$ diagram from Debon and Lefort (1983); (B) SiO_2 vs. K_2O diagram from Peccerillo and Taylor (1976); (C) Index saturation in alumina diagram $A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O)$ vs. $A/CNK (Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)$ from Maniar and Piccoli (1989); (D) AFM diagram from Irvine & Baragar (1971). 48

Figure 7 - (A) Multielement diagram arranged according to Pearce *et al.* (1984) standardized in relation to Ocean Ridge Granites (ORG); (B) Chondrite-normalized pattern for Rare Earth Elements (Evensen *et al.* 1978). 53

Figure 8 - (A) Rb *versus* Y + Nb tectonic setting diagram (Pearce 1996). *Syn-COLG*: syn-collision granites; *VAG*: volcanic arc granites; *WPG*: within-plate granites; *ORG*: ocean ridge granites; *Post-COLG*: post-collision granites; (B) $R1 \times R2$ diagram with Batchelor e Bowden (1985) fields. 53

Figure 9 - (A) $(Nb/Zr)_N$ vs. Zr diagram (Thiéblemont & Tegyey 1994); Nb and Zr contents are normalized with primordial mantle values (average of Hofmann, 1988); (B) Th/Yb vs. Ta/Yb diagram from Pearce (1984) with the geochemical reservoirs fields. WPB = oceanic within-plate, IAB-CABI (island arc basalt and calc-alkaline basalt from island arcs), CABC = calc-alkaline basalt from continental-margin arcs. 54

Figure 10 - (A) Th/Yb vs. La/Yb diagram; (B) Nb vs. Rb/Zr diagram, both from Condie (1989). 55

Figure 11 - Representative cathodoluminescence and backscattering images of the analysed zircon grains. Continuous circles represent the U-Pb analyzed spots (25 μm) and the dashed circles the Lu-Hf spots (50 μm) by LA-ICP-MS. 58

Figure 12 - Concordia diagrams (A-F) displaying zircon U-Pb results for the Paleoproterozoic granitoids of the Tartarugalzinho area. 63

Figure 13 - $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs. geological time (Ga) diagram. The $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values were calculated using the $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ ratios for the current CHUR value and the ^{176}Lu decay constant according to Söderlund *et al.* (2004). The red dotted line represents an evolutive trend according to $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ average ratio of 0,015 intercepting the Depleted Mantle line, as well as the Archean crust field of the Amapá Block, showed for comparative purposes (light red) are from Milhomem Neto *et al.* (2017) and Milhomem Neto & Lafon (2019)..... 70

Figure 14 - $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ vs. geological time diagram (Ga) presenting the evolutive trends for the studied samples which characterize the Paleoproterozoic Lourenço Domain. The grey fields represent the Nd isotopic signature of a Paleoproterozoic crust (Rosa-Costa *et al.* 2006) and the Amapá block archean crust, drawing for comparisons, also the data from Barreto *et al.* (2013) were plotting for comparisons purposes. Source: Avelar (2002), Avelar *et al.* (2003), Rosa-Costa *et al.* (2006, 2014)..... 71

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO I

Tabela 1 - Os isótopos de U e Th e suas respectivas abundâncias, meia-vidas e constantes de decaimento.	17
Tabela 2 - Lista de amostras e os respectivos procedimentos aplicados.	24

CAPÍTULO II

Table 1 - Available geochronological and isotopic data from Archean and Paleoproterozoic studied units from the Lourenço Domain.	40
Table 2 - Geochemical data from this work and Silva <i>et al.</i> (2013) for Flexal Intrusive Suite, Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite.	49
Table 3 - U-Pb zircon data by LA-MC-ICP of the units. The italics data represent the analyzes not used in the age calculation.	59
Table 4 - Lu-Hf zircon data by LA-MC-ICP-MS of the units.	64
Table 5 - Sm-Nd whole-rock isotope data by ID-TIMS for the Flexal Intrusive Suite, Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite.	66

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	iv
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
CAPÍTULO I	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	3
2.1 PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS.....	5
3. CONTEXTO GEODINÂMICO	8
4. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA PORÇÃO SUDESTE DO DOMÍNIO LOURENÇO	10
4.1 FRAGMENTOS ARQUEANOS RETRABALHADOS.....	12
4.2 ASSOCIAÇÕES OROGÊNICAS TRANSAMAZÔNICAS.....	13
4.2.1 Sequências Metavulcano-sedimentares.....	13
4.2.2 Magmatismo pré-colisional.....	14
4.2.3 Magmatismo sin- a tardi-colisional.....	14
4.2.4 Magmatismo tardi- a pós-orogênico.....	15
5. PROBLEMÁTICA	16
6. OBJETIVOS	16
7. OS SISTEMAS RADIOMÉTRICOS U-Pb, Sm-Nd E Lu-Hf	17
7.1 O SISTEMA RADIOMÉTRICO U-Pb.....	17
7.2 O SISTEMA RADIOMÉTRICO Sm-Nd.....	18
7.3 O SISTEMA RADIOMÉTRICO Lu-Hf.....	21
8. MATERIAL E MÉTODOS	23
8.1 AMOSTRAGEM.....	23
8.2 MÉTODOS.....	23
8.2.1 Petrografia.....	24
8.2.2 Geoquímica em rocha total.....	24
8.2.3 U-Pb em zircão por ICP-MS com <i>laser ablation</i>	25
8.2.4 Lu-Hf em zircão por ICP-MS com <i>laser ablation</i>	26

8.2.5 Sm-Nd em rocha total por TIMS	27
CAPÍTULO II	28
1. INTRODUCTION	30
2. GEOLOGICAL SETTING	34
2.1 REWORKED ARCHEAN FRAGMENTS	34
2.2 TRANSAMAZONIAN OROGENIC ASSOCIATIONS	35
3. ANALYTICAL PROCEDURES	41
3.1 GEOCHEMISTRY	41
3.2 GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE DATA.....	41
4. RESULTS	43
4.1 PETROGRAPHY	43
4.2 GEOCHEMISTRY	47
4.2.1 Major Oxides	47
4.2.2 Trace elements	47
4.2.3 Tectonic environment and magmatic sources	53
4.3 ZIRCON U-Pb DATING AND Lu-Hf ISOTOPE DATA	54
4.4 Sm-Nd ISOTOPE DATA	57
5. DISCUSSION	67
5.1 CHRONOLOGY OF THE TRANSAMAZONIAN MAGMATIC EPISODES.....	67
5.2 ISOTOPIC CONSTRAINTS ON MAGMATIC SOURCES	69
5.3 GEODYNAMICAL IMPLICATIONS	72
6. CONCLUDING REMARKS	75
ACKNOWLEDGEMENTS	77
REFERENCES	78
CAPÍTULO III	89
CONCLUSÕES	90
REFERÊNCIAS	92

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

Esta dissertação consiste de um estudo de caráter essencialmente geocronológico e isotópico desenvolvido no Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso na Universidade Federal do Pará. A área de pesquisa localiza-se na região do município de Tartarugalzinho, porção centro-leste do estado do Amapá.

Silva *et al.* (2013) apresentaram na mesma área um trabalho precursor com grande volume de dados de mapeamento, geoquímicos, e alguns dados geocronológicos. Esses últimos, contudo, mostraram-se, por vezes, frágeis e pouco conclusivos.

O trabalho desenvolveu-se com apoio do Serviço Geológico do Brasil, Superintendência de Belém (CPRM-Belém), bem como do autor supracitado, com intuito principalmente, de suprir essa carência de dados geocronológicos e isotópicos e somar aos dados geológicos e geoquímicos prévios para colaborar de maneira mais conclusiva para os estudos de caráter estratigráfico e geodinâmico deste setor.

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

O Escudo das Guianas (EG) é um domínio pré-cambriano com mais de 1.5 milhões de km² de extensão localizado a norte das bacias do Amazonas e Solimões. Encontra-se distribuído em seis países, Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e Brasil. Trata-se de uma das regiões pré-cambrianas menos estudadas do mundo, devido, principalmente, à fatores ambientais e dificuldade de acesso.

A área de estudo localiza-se na borda sul do Domínio Paleoproterozóico Lourenço, região centro-leste do estado do Amapá, o qual encontra-se inserido na Província Maroni-Itacaiúnas de Cordani *et al.* (1979) porção sudeste do EG. Diversos autores definem essa província como uma faixa móvel paleoproterozoica acrescida a um bloco arqueano (Província Amazônia Central) entre 2,26–1,95 Ga durante o Ciclo Orogênico Transamazônico (Cordani *et al.* 1979; Cordani & Brito Neves, 1982; Gibbs & Barron, 1993; Tassinari *et al.* 2000; Tassinari & Macambira 2004; Cordani *et al.* 2009) que, por sua vez, retrata um evento com formação de grandes extensões de crosta juvenil paleoproterozoica com a presença de alguns remanescentes arqueanos retrabalhados.

O modelo geodinâmico evolutivo aceito para a porção sudeste do EG foi inicialmente proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998). Trata-se de um modelo de três estágios, sendo o primeiro um estágio de oceanização com geração de crosta oceânica, o segundo é marcado

pelo acúmulo de magmas derivados do manto em contexto de arcos oceânicos e o terceiro marcado pela acreção tectônica e retrabalhamento. Este modelo para a evolução transamazônica no sudeste do Escudo das Guianas, foi refinado com base em novos dados geológicos e isotópicos principalmente da Guiana Francesa (Delor *et al.* 2003a), Suriname (Delor *et al.* 2003b; DeRoever *et al.* 2003) e dos domínios paleoproterozoico e arqueanos no norte do Brasil (Rosa-Costa *et al.* 2006).

Muitos estudos foram conduzidos tanto no Amapá quanto na Guiana Francesa (Avelar, 2002; Avelar *et al.* 2003; Ricci *et al.* 2001; Pimentel *et al.* 2002; Rosa-Costa *et al.* (2003, 2006, 2008 ; 2009; 2014; 2017) McReath & Faraco 2006; Milhomem Neto *et al.* 2017; Milhomem Neto & Lafon, 2019) quanto na Guiana Francesa Francesa (Delor *et al.* 2003; Theveniaut *et al.* 2006) e Suriname (Kroonenberg *et al.* 2016 e referências inclusas) que melhoraram significativamente o conhecimento geológico desta parte do EG. No entanto, a falta de dados geocronológicos robustos (datações U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e/ou SHRIMP) no estado do Amapá, principalmente em granitoides, dificulta a inclusão desta porção ao cenário geotectônico proposto para o sudeste do Escudo das Guianas e o estabelecimento de uma cronologia detalhada e precisa dos eventos magmáticos e metamórficos durante a orogenia Transamazônica na porção sul do Domínio Lourenço e das relações entre os domínios paleoproterozoicos e o bloco arqueano e a inclusão desse setor no cenário geotectônico proposto para o sudeste do Escudo das Guianas.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é localizada no centro-leste do estado do Amapá e encontra-se na área de abrangência das folhas Rio Araguari (NA.22-Y-B-VI e NA.22-Y-B-II) e Cabo Norte (NA.22-Z-A-I e NA.22-Z-A-IV) em escala 1:250000, situada nos municípios de Pracuúba e Tartarugalzinho em torno de 230 km a norte de Macapá ([Figura 1](#)).

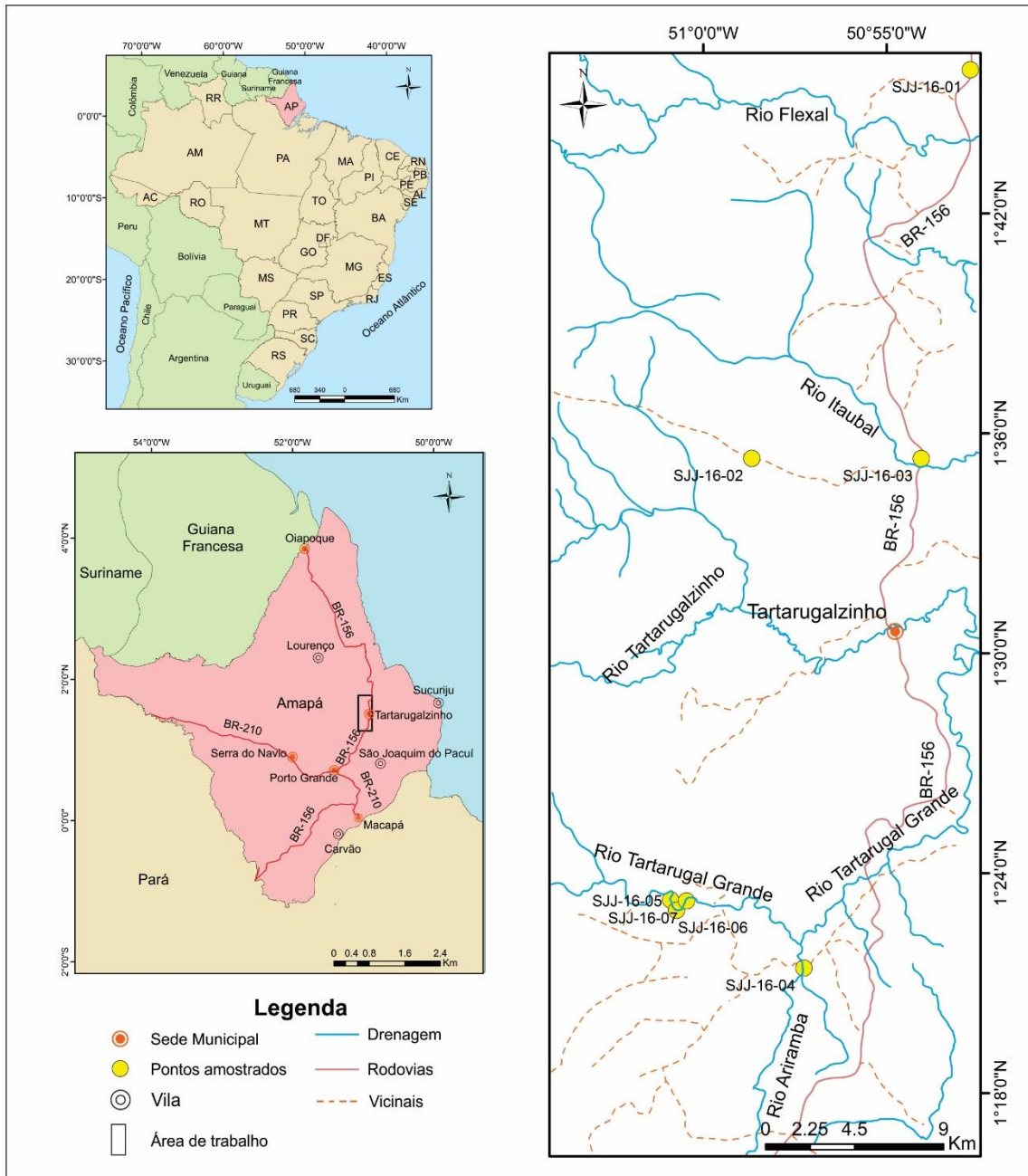


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, com a identificação dos pontos amostrados.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O continente sul americano é constituído por duas grandes unidades geotectônicas denominadas Plataforma Sul-Americana e Cadeia Andina (Almeida *et al.* 1981) e é definido por três escudos pré-cambrianos denominados, Escudo Brasil Central, Escudo das Guianas e Escudo Atlântico, além de extensas áreas de cobertura fanerozoica (Figura 2).

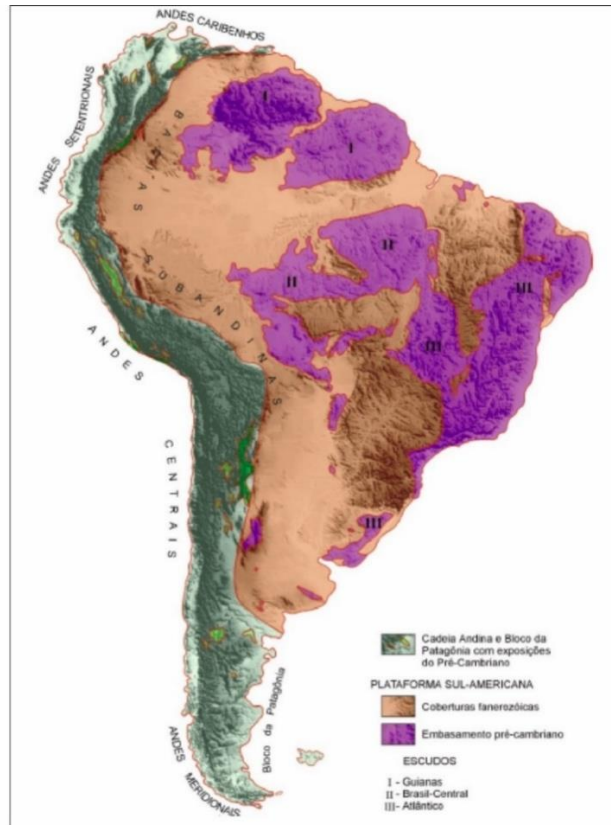


Figura 2 - Compartimentação tectônica da América do Sul; Fonte: Almeida *et al.* (1976).

O Cráton Amazônico é formado pelo Escudo das Guianas e Escudo Brasil Central, localizados, respectivamente, na porção setentrional e meridional às bacias do Amazonas e Solimões. Segundo Brito Neves & Cordani (1991) o Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozoica e estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga. Ao longo do Neoproterozoico se comportou como uma placa estável sincronicamente ao desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras.

Cordani *et al.* (1979) foram pioneiros e propuseram um modelo de divisão do Cráton Amazônico em províncias tectono-geocronológicas a partir de dados geocronológicos e isotópicos de Rb-Sr e K-Ar. Ao longo das décadas essa proposta de compartimentação foi refinada devido, principalmente, ao aumento significativo do acervo de dados radiométricos e à utilização de métodos geocronológicos mais robustos como U-Pb e Sm-Nd (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 1999, 2004; Cordani & Teixeira 2007; Cordani *et al.* 2009).

Atualmente, os dois modelos mais amplamente discutidos na literatura são os de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000; 2006) (Figura 3). Ambos dividem o Cráton

Amazônico em províncias tectono-geocronológicas individualizadas a partir de padrões geocronológicos, *trends* estruturais, associações litológicas e evolução geodinâmica, entretanto divergem quanto aos limites e extensão das províncias.

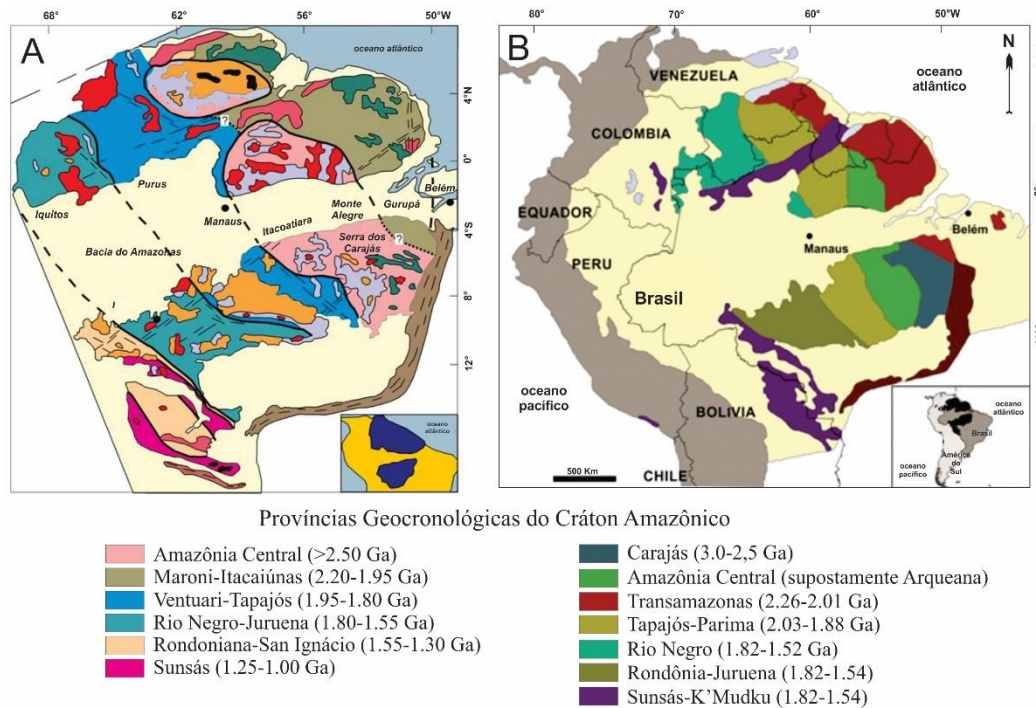


Figura 3 - Divisão do Cráton Amazônico em províncias tectono-geocronológicas, segundo as proposta de (A) Tassinari e Macambira (2004) e (B) Santos (2006).

2.1 PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS

A Província Maroni-Itacaiúnas de Tassinari & Macambira (2004) corresponde a Província Transamazonas de Santos *et al.* (2000; 2006) e é definida como uma expressiva faixa paleoproterozoica, estruturada durante o Ciclo orogenético Transamazônico (2,26–1,95 Ga) que se estende ao longo da porção oriental do Cráton Amazônico, recobrendo a porção setentrional do Escudo das Guianas, parte do norte do Brasil (Amapá e noroeste do Pará), Guiana Francesa, Suriname, Guiana e Venezuela.

Com base em designações e definições prévias (Ricci *et al.* 2001; Santos, 2003; Rosa-Costa *et al.* 2006; Macambira *et al.* 2007; Vasquez & Rosa-Costa, 2008) a Província Maroni-Itacaiúnas, em território brasileiro, foi copartimentada em cinco domínios tectônicos denominados, Bloco Amapá e domínios Carecuru e Lourenço, a norte da Bacia do Amazonas e Bacajá e Santana do Araguaia, a sul da bacia. Em linhas gerais os domínios Carecuru, Lourenço e Bacajá representam terrenos predominantemente riacianos com evolução relacionada a um contexto de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arco de ilha

e/ou arcos magmáticos continentais, com relíquias retrabalhadas de crosta continental arqueana. Por sua vez, o Bloco Amapá representa um terreno continental arqueano retrabalhado no Paleoproterozoico.

No estado do Amapá, ocorrem três desses domínios tectônicos: O Bloco Amapá que representa o segmento mais expressivo de crosta continental arqueana do Escudo das Guianas, retrabalhado pela orogenia Transamazônica e os domínios Lourenço e Carecuru, a norte e sul do bloco, respectivamente, que têm sua formação e evolução geodinâmica relacionada a orogenia Transamazônica ([Figura 4](#)).

O Bloco Amapá é constituído por uma associação granulito-gnaiss-migmatítica com idade Neo- a Mesoarqueana (2,85-2,60 Ga) que durante a orogenia Transamazônica passou por processos de metamorfismo de alto grau, deformação e magmatismo granítico (Rosa-Costa *et al.* 2008; 2009). Neste domínio dois eventos magmáticos principais foram registrados, o primeiro entre 2,85-2,79 Ga e o segundo entre 2,65-2,60 Ga (Avelar *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2006; Milhomem Neto & Lafon, 2019). Idades isoladas de 3,32 e 3,49 Ga indicam a presença de remanescentes paleoarqueanos (Klein *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2014). As idades modelo Nd- $T_{(DM)}$ para as rochas do embasamento demonstram que a formação de crosta continental no Bloco Amapá é relacionada a episódios Paleo- a Mesoarqueanos de crescimento crustal enquanto o Neoarqueano é marcado por episódios de retrabalhamento crustal (Avelar, 2002; Avelar *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014; Oliveira *et al.* 2008). Novos dados Lu-Hf em zircão confirmam os dados Sm-Nd e indicam a existência de crosta eoarqueana (~4,0 Ga) no Bloco Amapá, até então não registrada no Cráton Amazônico. Em conjunto com o reconhecimento de um xenocristal de zircão do Hadeano em rochas magmáticas do sudeste da República da Guiana (Nadeau *et al.* 2013), os dados Lu-Hf apontam para a existência de vestígios crustais hadeanos-eoarqueano no sudeste do Escudo das Guianas (Lafon & Milhomem, 2019).

As unidades estratigráficas que compõe o Bloco Amapá estão orientadas segundo um *trend* regional NW-SE e incluem ortognaisses tipo-TTG (Complexos Tumucumaque e Guianense) gnaisses granulíticos orto- e paraderivados (Complexos Jari-Guaribas, Tartarugal Grande e Iratapuru; plútons charnoquíticos da Suíte Intrusiva Nourucuru, ortognaisses graníticos do Complexo Baixo Mapari), e granitos neoarqueanos (Granitos Riozinho, Mungubas e Anauerapucu), além de sequências metavulcano-sedimentares do Grupo Vila Nova e Ipitinga e granitoides que formam uma associação orogênica paleoproterozoica.

O Domínio Lourenço é constituído, principalmente, por (i) uma associação granito-*greenstone*, representada por um conjunto de gnaisses e metagranitoides com composição diorítica, tonalítica e granodiorítica de idades riacianas (2,26-2,16 Ga) (Nogueira *et al.* 2000; Avelar, 2002; Barreto *et al.* 2013), (ii) rochas metavulcano-sedimentares e (iii) Alguns fragmentos arqueanos na borda sul do Domínio com o Bloco Amapá.

Ao primeiro grupo, associação granito-*greenstone*, pertencem em território brasileiro as unidades Diorito Rio Santo Antônio, Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito Papa-Vento, Metagranito Sucuriçu e os complexos, Araguari, Tartarugal Grande, Oiapoque e Camopi, granitos Vila Bom Jesus, Cigana, Tauari e Mutum, além da Suíte Cricou e Granito Cunani. As rochas metavulcano-sedimentares estão inclusas nos grupos Serra da Lombarda, Tumucumaque e Tartarugalzinho. Os fragmentos arqueanos são representados pelos Gnaisses Porfírio, Granulito Tajauí, fragmentos dos complexos Tumucumaque e Guianense e o Metagranitoide Pedra do Meio. Entretanto, ainda não é claro se esses remanescentes arqueanos representam fragmentos isotlados do Bloco Amapá ou apenas uma continuidade do bloco, desmembrada tectonicamente na sua borda norte.

O Domínio Carecuru é formado, em sua maioria por granitoides e gnaisses cálcico-alcalinos (Suíte Intrusiva Carecuru) e rochas metavulcano-sedimentares representadas pelas sequencias Fazendinha, Treze de Maio e Serra Cuiapocu. Esse conjunto de rochas define uma sequencia granito-*greenstone* formada entre 2,19-2,14 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2006). Ainda ocorrem granitoides, como o Granito Paru e a Suíte Intrusiva Parintins com idades entre 2,10-2,03 Ga e evolução relacionada a estágios sin-colisionais- a pós-orogênicos. Os dados isotópicos de Nd e a presença de zircões herdados nos granitoides apontam para participação de crosta continental arqueana na fonte que originou esses magmas (Rosa-Costa *et al.* 2006). Os remanescentes arqueanos incluem os gnaisses granulíticos do Complexo Ananaí com idade de 2,60 Ga.

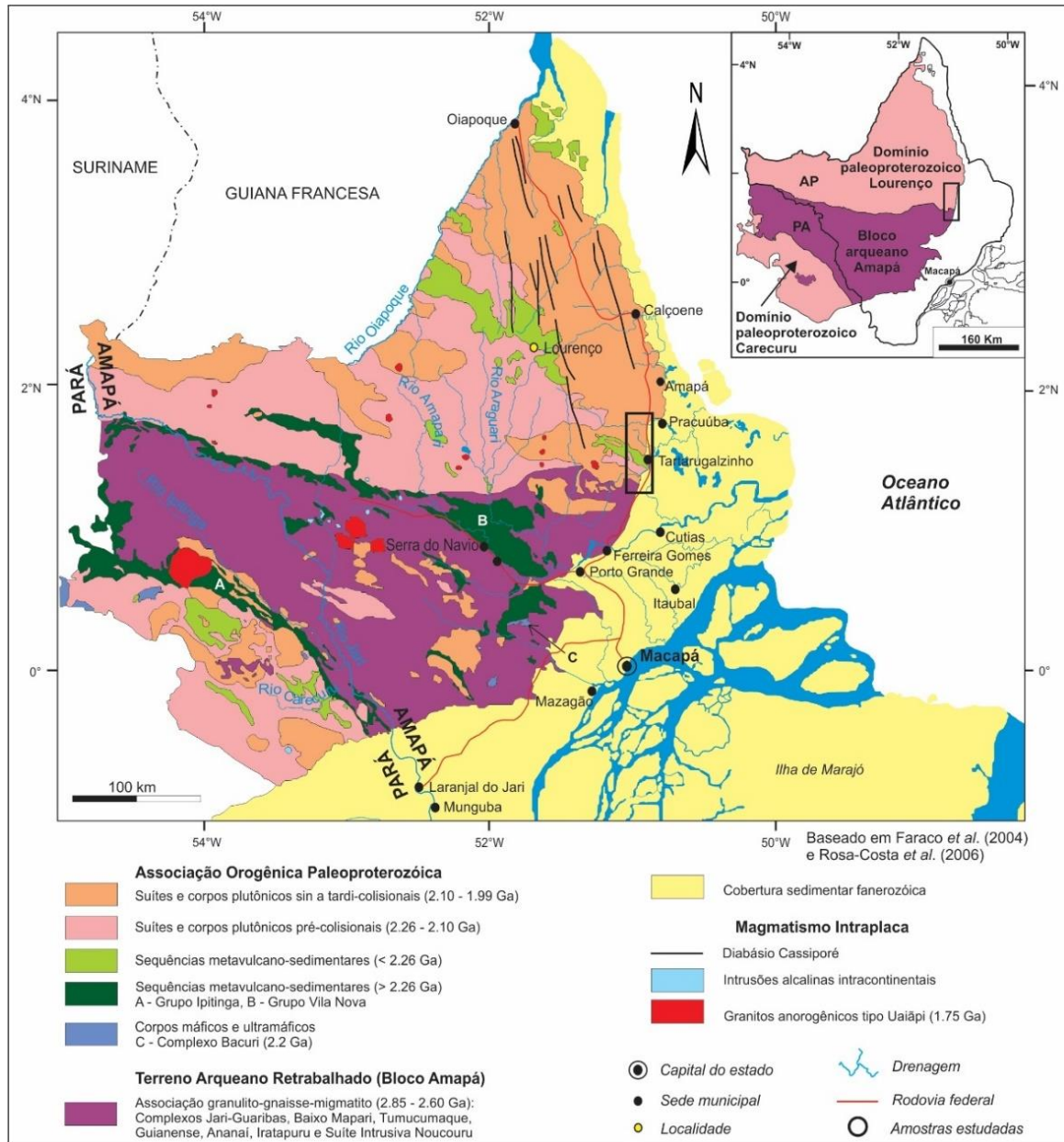


Figura 4 – Associação litotectônica do Bloco Amapá e domínios Lourenço e Carecuru. Baseado em Faraco *et al.* (2004) e Rosa-Costa *et al.* (2006), com destaque para a área de estudo.

3. CONTEXTO GEODINÂMICO

O modelo geodinâmico evolutivo aceito para a porção leste do Escudo das Guianas, foi inicialmente proposto por Vanderheaghe *et al.* (1998), sendo um modelo que envolve oceanização, formação de arcos de ilhas e acreção tectônica. Esse modelo foi refinado, através de novos dados geocronológicos e isotópicos da Guiana Francesa (Delor *et al.* 2003a) e Suriname (Delor *et al.* 2003b; DeRoever *et al.* 2003) e para domínios arqueanos e paleoproterozoicos no norte do Brasil (Rosa-Costa *et al.* 2006). As etapas propostas por Delor *et al.* (2003b) ocorrem em quatro estágios descritos a seguir (Figura 5):

O primeiro estágio (2,26–2,20 Ga), eoriaciano, corresponde à formação de crosta oceânica juvenil após afastamento de dois fragmentos continentais arqueanos, supostamente, a porção oeste do Cráton Africano e norte do Cráton Amazônico.

O segundo estágio, mesoriaciano (2,18–2,13 Ga), é marcado pela acresção de magmas cálcio-alcálicos e desenvolvimento de sequências metavulcano-sedimentares em sistemas de arco de ilhas, que se originaram sobre uma zona de subducção entre duas placas litosféricas oceânicas, durante o início da convergência entre os blocos continentais arqueanos. Nesse período ocorrem dois pulsos diacrônicos de magmatismo tipo-TTG, entre 2,18-2,16 Ga e 2,15-2,13 Ga.

O terceiro estágio (2,11-2,08 Ga) ocorre no Neoriaciano e trata-se do final da fase convergente e início de um regime transcorrente com cinemática sinistral acompanhado por migmatização de granitoides tipo TTG sob condição de baixa a moderada pressão, simultaneamente à colocação de granitos relacionados a retrabalhamento crustal e desenvolvimento de bacias *pull-apart*. Ocorre ainda magmatismo Mg-K associado, com geração de granitos e granodioritos com anfibólio e piroxênio. Esse estágio é interpretado como resultado de anomalias térmicas no manto que favoreceriam a produção de magmas de alta temperatura.

O último estágio, também no Neoriaciano (2,07–2,06 Ga) é a fase de colocação de granitos metaluminosos ao longo de zonas de cisalhamento dextrais. Os sedimentos previamente depositados nas bacias *pull-apart*, passam por metamorfismo seguindo uma trajetória de P-T anti-horária, similar àquela definida para granulitos UHT (*Ultra High Temperature*) das montanhas de Bakhuis no Suriname, cuja idade do metamorfismo é definida entre 2,07–2,05 Ga.

Delor *et al.* (2003b) interpretam essa trajetória anti-horária do metamorfismo como ausência de significativo espessamento crustal, estando relacionada a altos gradientes térmicos produzidos por *upwelling* mantélico induzidos por estiramento crustal em escala continental.

Ainda, Barreto *et al.* (2013) e Rosa-Costa *et al.* (2006, 2014), diferente do que foi proposto por Vanderheaghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003b), sugerem, para o extremo sudeste do EG, em território brasileiro, onde foram definidos os domínios Carecuru e Lourenço e o Bloco Amapá, uma evolução relacionada a arcos magmáticos em contexto de arco de ilha e margem ativa continental agregados e/ou colidido com o microcontinente arqueano durante a orogenia Transamazônica.

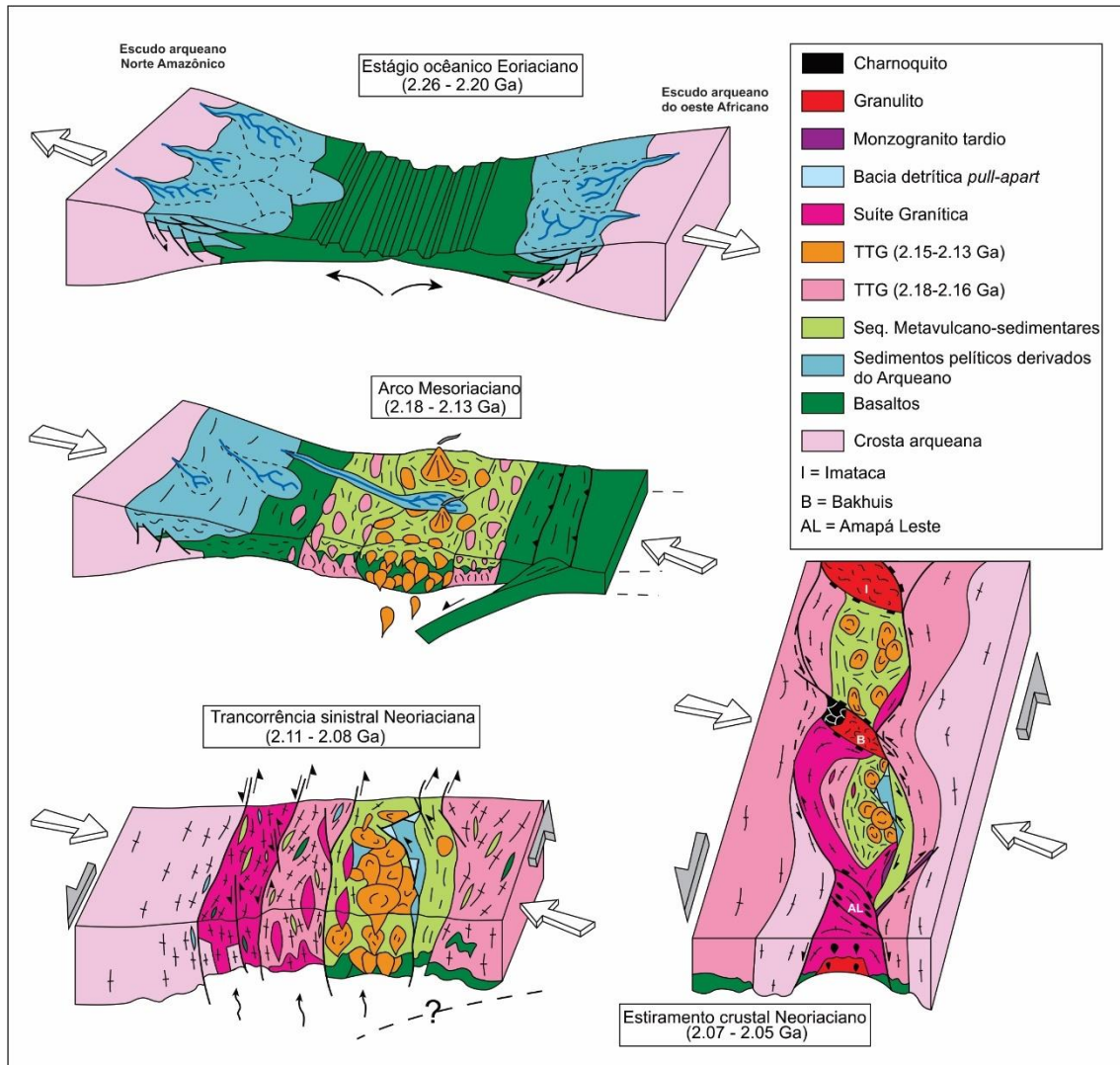


Figura 5 - Modelo geodinâmico proposto por Delor *et al.* (2003b) para terrenos paleoproterozoicos da Guiana Francesa.

4. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA PORÇÃO SUDESTE DO DOMÍNIO LOURENÇO

A apresentação das unidades litoestratigráficas do Domínio Lourenço no estado do Amapá, segue a proposta de divisão em grandes associações litológicas de Rosa-Costa *et al.* (2014; 2017), sendo elas: Fragmentos Arqueanos Retrabalhados, Sequências Metavulcano-sedimentares, Magmatismo Orogênico, Magmatismo Tardi- a Pós-orogênico, Magmatismo Máfico, Magmatismo Máfico de Margem Divergente e Coberturas Superficiais. Apenas as unidades que ocorrem na área de estudo, ou seja, na porção sudeste do Domínio Lourenço, serão descritas a seguir (Figura 6).

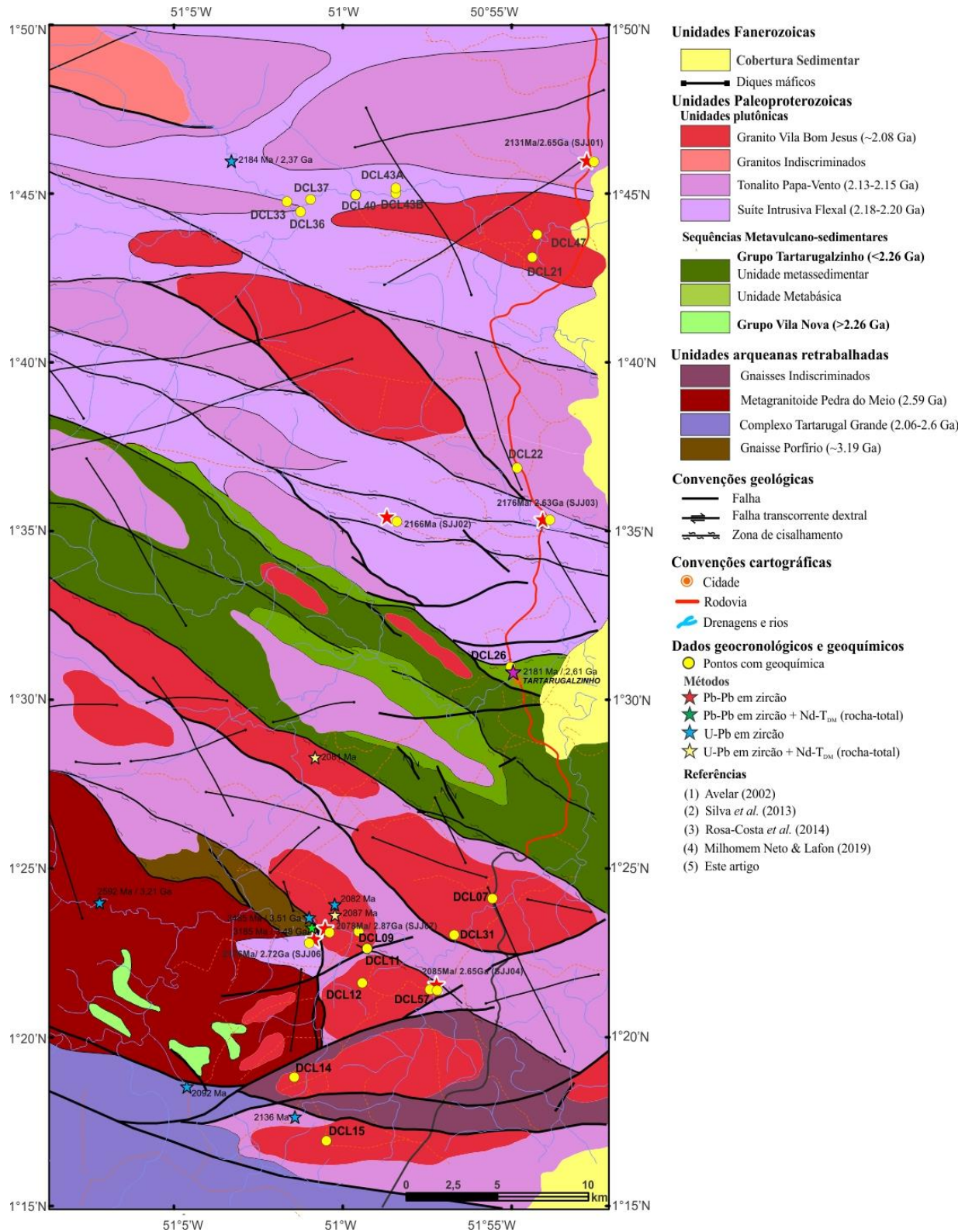


Figura 6 - Geologia da área de estudo. Fonte: Modificado de Silva *et al.* (2013)

4.1 FRAGMENTOS ARQUEANOS RETRABALHADOS

O Gnaissé Porfírio representa a unidade arqueana mais antiga. É constituída por corpos alongados de biotita-gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica, orientados de acordo com o *trend* NW-SE. Apresenta evidências de migmatização, como leucossomas quartzofeldspáticos que ocorrem concordantes ao bandamento (Rosa-Costa *et al.* 2014). A mineralogia essencial é representada por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, com biotita. As fases acessórias são minerais opacos, zircão, apatita, titanita e allanita. Sericita, epidoto e muscovita são produtos de alteração a partir do plagioclásio, e clorita a partir da biotita. Uma idade de cristalização de 3185 ± 10 Ma U-Pb em zircão foi obtida por LA-ICP-MS, para uma amostra de gnaissé tonalítico e valores $\epsilon_{\text{Hf}(3,19\text{Ga})}$ entre $-2,1$ a $-7,4$ e idades modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 3,65 Ga e 3,98 Ga, além de valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(3,19)}$ of $-2,4$ e $-3,3$ e idades modelo Nd- T_{DM} de 3,38 e 3,51 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014; Milhomem Neto & Lafon 2019). Esses resultados sugerem que o precursor mesoarqueano do Gnaissé Porfírio foi produzido por retrabalhamento crustal de fontes eoarqueanas. Rosa-Costa *et al.* (2014) obtiveram uma idade de 3485 ± 3 Ma pelo método de evaporação de Pb em zircão, que foi reinterpretada como idade de zircões herdados por Milhomem Neto & Lafon (2019).

O Complexo Tartarugal Grande (Rosa-Costa *et al.* 2014) é composto por uma associação metamórfica de alto grau onde dominam granulitos charnoquíticos, enderbíticos e charnoenderbíticos. Ainda ocorrem associados charnoquitos e granitos com estruturas magmáticas preservadas e ocasionalmente gabros. As idades obtidas para o complexo variam entre 2671 ± 15 Ma e 2053 ± 1 Ma (Avelar, 2002; Rosa-Costa *et al.* 2014) com idades modelo Nd- $T_{(\text{DM})}$ 3,29-2,55 Ga e valores $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ $-7,64$ to $+1,52$ (Avelar *et al.* 2003; Faraco *et al.* 2004; Rosa-Costa *et al.* 2014). Os dados apontam para protólitos das rochas metamórficas sendo formados durante o Riáciano e Neoarqueano e metamorfisadas durante o episódio granulítico Transamazônico tardio (Oliveira *et al.* 2008). Os dados Sm-Nd e Lu-Hf indicam como fonte, para a maioria dessas rochas, uma crosta continental arqueana (Avelar, 2002; Avelar *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2014; Milhomem Neto & Lafon, 2019).

O Metagranitoide Pedra do Meio consiste em um corpo granítico de forma elíptica com eixo maior segundo NW-SE. Foram registradas variações litológicas desde biotita-monzogranitos, biotita-granodioritos, leucogranitos, álcali-feldspato granitos a quartzomonzodiorito, além da ocorrência de charnoquitos na porção central do corpo. Foram obtidas idades U-Pb em zircão uma idade de 2592 ± 22 Ma, considerada como idade de cristalização

e uma idade modelo Nd-T_(DM) de 3,1 Ga e $\epsilon_{Nd(2,59Ga)}$ de -11,14, sugerindo origem relacionada a retrabalhamento de crosta continental arqueana (Rosa-Costa *et al.* 2014).

O corpo definido com Gnaiss Indiscriminado é definido por Silva *et al.* (2013). Trata-se de uma unidade arqueana não mapeada em escalas maiores, com ocorrência detectada através da interpretação de produtos de sensores remotos.

4.2 ASSOCIAÇÕES OROGÊNICAS TRANSAMAZÔNICAS

4.2.1 Sequências Metavulcano-sedimentares

O Grupo Vila Nova foi inicialmente proposto por Lima *et al.* (1974) para designar, em território brasileiro, faixas metavulcano-sedimentares que possuem características semelhantes as sequências tipo *greenstone belts*, com representantes em toda a porção setentrional do Escudo das Guianas. Ricci *et al.* (2001) restringe a utilização do termo apenas para a sequência que se distribui ao longo da faixa NW-SE, que se prolonga por mais de 350 km, estendendo-se desde a Serra do Tumucumaque, a noroeste, passando pela Serra do Navio, até a extremidade sudeste da Bacia do Amazonas. Ocorrem quartzitos e conglomerados quartzosos, anfíbolitos, biotita granada xistos, xistos anfíbolíticos, rochas carbonáticas manganésíferas e quartzitos-granatíferos, além da presença de formações ferríferas bandadas (Barbosa & Chaves, 2015).

As idades obtidas para essas sequências variam entre 2,26 e 2,11 Ga (Gibbs & Olszewski, 1982; Gibbs, 1980; Gruau *et al.* 1985; McReath & Faraco, 1997; Delor *et al.* 2003). Os dados isotópicos forneceram idades Nd-T_{DM} de 3,03 e 2,20 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014) e 2,8 e 2,4 Ga (Tavares, 2009), sugerindo contaminação dos magmas precursores por componentes arqueanos, favorecendo a hipótese de formação de margens construtivas em bacias relacionadas a arcos magmáticos.

O Grupo Tartarugalzinho foi definido por Rosa-Costa *et al.* (2014) como uma sequência supracrustal com evolução geodinâmica relacionada a bacia em estágios acrecionários, os autores ainda sugerem a subdivisão desta em unidade Metamáfica a metaultramáfica e unidade Metasedimentar. A unidade Metamáfica a metaultramáfica é composta por biotita-actinolita xistos, tremolita-actinolita xisto, hornblenda xistos, actinolita xisto e anfíbolitos com metamorfismo em fácies anfíbolito. Essa unidade foi previamente definida por Jorge João *et al.* (1979) como Anfíbolito Anatum. A unidade Metasedimentar inclui o Quartzito Fé em Deus e o Mica-xisto Tartarugalzinho, ambos definidos por Jorge João *et al.* (1979). Os autores questionaram a origem sedimentar clástica dessas rochas e

sugeriram que o quartzito se formou a partir de alteração hidrotermal e metamorfismo das rochas metamáficas e o Mica-xisto Tartarugalzinho por metamorfismo em fácies xisto-verde de rochas vulcânicas ácidas.

4.2.2 Magmatismo pré-colisional

O termo Suíte Intrusiva Flexal foi proposto por Rosa-Costa *et al.* (2014) para definir os corpos plutônicos com litologia variando entre dioritos a monzograníticos, com idades em torno de 2,18-2,20 Ga. Foram obtidas idades por evaporação de Pb e U-Pb por LA-ICP-MS em zircão variando entre 2197 ± 3 Ma e 2181 ± 2 Ma (Avelar, 2002; Rosa-Costa *et al.* 2014; Barbosa *et al.* 2015) que datam com segurança o evento magmático de natureza cálcio-alcalina, em torno de 2,18-2,20 Ga, que caracteriza esta suíte. Os dados isotópicos forneceram idades Nd- T_{DM} de 2,37 e 2,67 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +0,65 e -3,78, indicando que a origem dos magmas precursores está relacionada a um evento juvenil de acreção crustal no Riacciano com participação de componentes crustais arqueanos (Rosa-Costa *et al.* 2014). Milhomem Neto *et al.* (2017) obtiveram uma idade U-Pb em zircão por LA-ICP-MS para um metadiorito de 2178 ± 5 Ma, similar a idade 2181 ± 2 Ma obtida por Avelar (2002) para o mesmo metadiorito. A partir de dados isotópicos Lu-Hf, foram obtidas idades modelo entre 2,74 até 2,92 Ga e valores de $\epsilon_{Hf(2,18)}$ entre -2,9 e -0,1.

O termo Tonalito Papa-Vento foi proposto de Jorge João *et al.* (1979) para designar gnaisses e granitoides sódicos, tonalíticos a monzograníticos, com posicionamento sintectônico e com idades entre 2,14-2,13 Ga. Foram obtidas duas idades Pb-Pb em zircão de 2136 ± 7 Ma e 2130 ± 20 Ma para dois gnaisses tonalíticos e dados isotópicos Nd- T_{DM} de 2,7 e 2,51 Ga e um valor negativo de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -4,47 (Rosa-Costa *et al.* 2014).

4.2.3 Magmatismo sin- a tardi-colisional

A unidade Granito Vila Bom Jesus faz referência a plútons monzograníticos (Rosa-Costa *et al.* 2014). Essas rochas possuem granulação média com fenocristais de feldspato de até 4 cm e deformação evidenciada pelo alinhamento desses cristais, além dos cristais de biotita e quartzo. Um conjunto de idades riaccianas, 2087 ± 4 , 2081 ± 8 e 2082 ± 4 Ma (Silva *et al.* 2013; Rosa-Costa *et al.* 2014) foi obtido para essa unidade, porém os dados devem ser interpretados com cautela, uma vez que essas idades foram determinadas por evaporação de Pb em zircão e os dados analíticos mostram uma grande variação.

A unidade Granitoides Indiferenciados agrupa diversos plútons com formas elípticas e irregulares, supostamente paleoproterozoicos, os quais ainda não foram associados a nenhuma unidade formal (Rosa-Costa *et al.* 2014). Os corpos foram caracterizados como monzogranitos e sienogranitos com proeminente foliação milonítica. Considerando as relações de campo e associação litológica estima-se uma idade paleoproterozoica/riaciana para esses corpos. Duas amostras de monzogranito, provenientes de plútons distintos foram analisadas e forneceram idades Nd-T_(DM) de 2,9 e 2,12 Ga.

O Granito Cigana (Jorge João *et al.* 1979) define um conjunto de corpos graníticos sin-cinemáticos que representariam uma fase magmática mais potássica e tardia em relação à uma fase mais sódica e precoce, representada pelo Tonalito Papa-Vento. Apesar de não haver dados geocronológicos disponíveis e não terem sido observadas relações de campo, a associação entre as unidades permite estimar que o Granito Cigana é intrusivo na Suíte Intrusiva Flexal, no Tonalito Papa-Vento e no Grupo Tartarugalzinho, e portanto seja mais novo que 2,13 Ga. Entretanto, a possibilidade do Granito Cigana representar o mesmo episódio magmático que o Granito Vila Bom Jesus não é descartada (Rosa-Costa *et al.* 2014). Essa unidade não encontra-se no mapa, mas com supracitado, a possibilidade de representar uma fase mais tardia ao Tonalito Papa-Vento ou a ainda pertencer ao mesmo episódio magmático que o Granito Vila Bom Jesus, justificam sua descrição neste texto.

4.2.4 Magmatismo tardi- a pós-orogênico

O termo foi proposto por Lima *et al.* (1974) para definir um conjunto de diques de diabásio de caráter toleítico e idade triássico-jurássica, que cortam unidades pré-cambrianas no estado do Amapá, esta unidade faz parte da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP - *Central Atlantic Magmatic Province*), de Marzulli *et al.* (1999), que representa uma das maiores LIPs (*Large Igneous Province*) do planeta (Rosa-Costa *et al.* 2014). Tratam-se de rochas básicas, diabásios/doleritos em geral cinza escuro a cinza esverdeado, maciços, tabulares. São compostos por labradoritas, piroxênios (augita e/ou pigeonita) e opacos, com olivina e quartzo esporádicos, textura ofítica a subofítica.

Datações pelo método Ar⁴⁰-Ar³⁹ realizados na Guiana Francesa e Suriname, em diversos corpos correlatos ao Diabásio Cassiporé, mostram idades entre 202 e 190 Ma (Marzoli *et al.* 1999; Deckart *et al.* 1997; Nomade *et al.* 2007), limite triássico-jurássico.

5. PROBLEMÁTICA

A área de estudo, localizada na porção central do estado do Amapá, região de Tartarugalzinho constitui uma área de transição entre dois domínios geotectônicos distintos e, portanto apresenta um contexto geológico bastante complexo. A área se encontra no limite sul do Domínio paleoproterozoico Lourenço e inclui pedaços fragmentados do Bloco arqueano Amapá.

Muitos estudos foram conduzidos tanto na Guiana Francesa como no estado do Amapá, que contribuíram de maneira significativa para o entendimento da evolução geológica deste setor do sudeste do Escudo das Guianas. Contudo, a falta de dados geocronológicos robustos como datações U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e/ou SHRIMP, principalmente nos granitoides, assim como uma melhor caracterização geoquímica desses granitoides dificultam a compreensão do contexto geológico. Consequentemente dificultam também uma melhor compreensão das relações entre o domínio paleoproterozoico e o bloco arqueano e a integração desse setor do Domínio Lourenço em um modelo geodinâmico para o sudeste do Escudo das Guianas.

6. OBJETIVOS

O objetivo principal desta dissertação é consolidar o posicionamento estratigráfico e cronológico dos granitoides transamazônicos do setor sul do Domínio Lourenço, através de novos dados geocronológicos (datações U-Pb em zircão por LA-ICP-MS) e isotópicos (Sm-Nd em rocha total e Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS). Pretende-se colaborar para o conhecimento da evolução geodinâmica do extremo sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas, contribuir para a integração desta região aos modelos de evolução proposto para a porção sudeste do EG e contribuir para a identificação dos processos de crescimento crustal vs. retrabalhamento durante o Paleoproterozoico.

Para tal, toma-se como objetivos específicos:

- i) Estabelecer uma cronologia detalhada dos episódios magmáticos transamazônicos na área de estudo com base em datação U-Pb em zircão de granitoides por espectrometria de massa ICP-MS com *laser ablation*.
- ii) Definir melhor os ambientes geodinâmicos de formação dos granitoides através de estudo petrográfico e de geoquímica elementar de elementos maiores por espectrometria de emissão atômica (ICP-AES) e de elementos traço, incluindo elementos terra rara por espectrometria de massa (ICP-MS).

iii) Investigar e identificar através de estudos isotópicos Sm-Nd em rocha total por espectrometria de massa TIMS e Lu-Hf em zircão por espectrometria de massa ICP-MS com *laser ablation* os episódios de formação de crosta continental no setor estudado.

7. OS SISTEMAS RADIOMÉTRICOS U-Pb, Sm-Nd E Lu-Hf

7.1 O SISTEMA RADIOMÉTRICO U-Pb

O método Urânio, Tório-Chumbo (U,Th-Pb) se baseia no decaimento dos radionuclídeos U e Th para isótopos estáveis de Pb. Nessa metodologia ocorrem três séries de decaimento, os isótopos instáveis ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th para os estáveis ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente.

O Urânio ocorre na forma de três isótopos naturais ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , sendo todos radioativos (Tabela 1). O Tório ocorre naturalmente na forma de ^{232}Th , porém existem outros cinco isótopos, de rápidas meia-vidas, que ocorrem na natureza como resultado do decaimento de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th .

Tabela 1 - Os isótopos de U e Th e suas respectivas abundâncias, meia-vidas e constantes de decaimento.

Isótopo	Abundância (%)	Meia-Vida (anos)	Constante de decaimento (λ^{-1})	Referência
^{238}U	99,2743	$4,468 \times 10^9$	$1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$	Faure (1986)
^{235}U	0,720	$0,703 \times 10^9$	$9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$	
^{234}U	0,0057	$2,47 \times 10^5$	$2,806 \times 10^{-6} \text{ ano}^{-1}$	
^{232}Th	100,00	$14,01 \times 10^9$	$4,9475 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$	

Durante o processo de decaimento U e Th produzem uma série de filhos radioativos, terminando, ambos, em isótopos estáveis de Pb. O decaimento de ^{238}U para ^{206}Pb se dá a partir da emissão de oito partículas α e seis partículas β^- , por sua vez isótopo ^{235}U decai para ^{207}Pb pela emissão de sete partículas α e quatro partículas β^- e por último o ^{232}Th decai para o isótopo estável ^{208}Pb pela emissão de seis partículas α e quatro partículas β^- .

U e Th pertencem a série dos actinídeos e possuem configurações eletrônicas similares, Th (Z=90) e U (Z=92) o que lhes confere propriedades químicas similares, além disso, ambos ocorrem como íons tetravalentes e possuem raios iônicos semelhantes ($\text{U}^{+4}=1,05\text{Å}$ e $\text{Th}^{+4}=1,10\text{Å}$) o que explica a fácil substituição entre esses elementos.

O Pb possui quatro isótopos naturais: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , sendo todos, com exceção do ^{204}Pb , radiogênicos, o que lhe confere, portanto, papel de isótopo de referência. Assim como para os demais métodos radiométricos, a equação que rege o decaimento radioativo é representada por uma exponencial negativa:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

Onde “ λ ” apresenta um valor da constante de decaimento.

Deve-se a Wetherill (1956) o desenvolvimento do conceito de curva Concórdia, que trata-se da representação básica do sistema U-Pb. Cada eixo de coordenadas é representado pelas razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ onde são plotadas essas razões isotópicas em função do tempo. A posição dos pontos sobre a curva Concórdia está diretamente ligada a perda de Pb do sistema, quando um mineral ou rocha permanece fechado para o sistema U-Pb as idades obtidas para os dois cronômetros ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) são iguais e os pontos coincidem com a Concórdia. Quando há perda de Chumbo essas razões não coincidem com a Concórdia e esses pontos são denominados discordantes. Esses pontos, de uma mesma amostra que se colocam fora da curva Concórdia, normalmente se alinham ao longo de uma reta Discórdia.

O zircão (ZrSiO_4) é o mineral mais amplamente utilizado para datações U-Pb, em função da sua grande distribuição entre os diversos tipos de rochas, propriedades químicas como a substituição de Zr^{+4} por U^{+4} e o fato de que esse mineral não aceita a entrada de Pb comum no seu retículo cristalino. Logo, praticamente todo o Pb presente no sistema trata-se de material radiogênico proveniente do decaimento de U e Th. Além dessas características, a sua alta resistência a processos físico-químicos e elevada temperatura de fechamento do sistema U-Pb ($\sim 900^\circ\text{C}$) caracterizam-no como ideal para datação.

A metodologia U-Pb em zircão é aplicada, principalmente, para a datação de rochas magmáticas e rochas metamórficas de alta temperatura, apesar de, atualmente, ser também aplicada amplamente para estudos de proveniência em rochas sedimentares com zircões detríticos. A utilização da datação *in situ* por LA-ICP-MS e/ou SIMS permitiu que diferentes domínios dentro do mesmo cristal fossem datados e, portanto, o reconhecimento de diferentes eventos. Em áreas com geologia complexa a metodologia é capaz de identificar diferentes fases da história evolutiva da rocha através da análise das estruturas internas do zircão. Dessa forma, para o mesmo cristal de zircão podemos obter a idade do protólito, idade do metamorfismo e, eventualmente, idade do metassomatismo, quando se tratar de um cristal metamórfico complexo. Ainda, a estrutura interna do cristal, a presença de inclusões e características dos elementos traços do zircão podem ser usadas para interpretações quanto às condições de temperatura e pressão (Wu & Zheng, 2004).

7.2 O SISTEMA RADIOMÉTRICO Sm-Nd

O método radiométrico Sm-Nd baseia-se na desintegração do isótopo radioativo ^{147}Sm no isótopo radiogênico ^{143}Nd , através da emissão espontânea de uma partícula alfa α com

meia vida de 106 Ga. A constante de desintegração do ^{147}Sm é igual a $6,54 \times 10^{-12}/\text{ano}$ (DePaolo, 1988).

O par Sm e Nd pertence ao grupo dos Elementos Terras Raras que são caracterizados por possuírem propriedades físicas e químicas muito semelhantes devido à sua configuração eletrônica diferir apenas no orbital “f”. Os cátions trivalentes com configuração eletrônica $4f^3$ e $4f^6$, do Neodímio e do Samário, respectivamente, explicam seu comportamento geoquímico semelhante. A principal diferença, fisicamente, reside no raio iônico, que no Nd^{3+} é de $1,08 \text{ \AA}$ e no Sm^{3+} é de $1,04 \text{ \AA}$, que é responsável pelo fracionamento destes elementos nos processos de diferenciação magmática e cristalização fracionada.

A grande resistência do Sm e do Nd à abertura de sua estrutura e sua elevada estabilidade química os credencia como um dos melhores pares geocronométricos, e o neodímio, em particular, como um dos melhores traçadores isotópicos em materiais geológicos.

A idade modelo é calculada para estimar o tempo em que uma amostra teve composição isotópica similar àquela de sua fonte (DePaolo, 1981; DePaolo, 1988; Arndt & Goldstein, 1987). De forma que, é realizada uma comparação entre os resultados isotópicos obtidos para rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas (DePaolo, 1981; 1988). Sendo, portanto, a idade modelo, utilizada para determinar a época em que o protólito crustal de uma rocha se separou do manto (DePaolo & Wasserburg, 1976; Faure, 1986; DePaolo, 1981; 1988; Dickin, 1995).

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{rocha}^h - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}^h}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{rocha}^h - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}^h} + 1 \right] \quad (2)$$

Onde: “h” são as razões medidas na amostra hoje e “DM” (*Depleted Mantle*) refere-se ao reservatório mantélico empobrecido.

A idade modelo Nd- $T_{(DM)}$ é relativa ao reservatório mantélico empobrecido e corresponde ao tempo decorrido desde a geração das rochas a partir de uma magma com razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ equivalente ao manto empobrecido. O DM se refere à porção mantélica que se comporta como resíduo dos processos de fusão parcial no manto que geram a crosta continental. Nesse processo o Nd se enriquece no magma silicático em relação ao Sm por ser um pouco mais incompatível. Consequentemente, o magma produzido apresenta uma razão

Sm/Nd menor do que a fonte, enquanto o resíduo resultante da fusão apresenta uma razão Sm/Nd maior que a fonte. Portanto o manto empobrecido evolui com razão Sm/Nd mais alta e a crosta com razão Sm/Nd mais baixa. Essas idades podem coincidir com eventos orogênicos suficientemente documentados em uma determinada região e, nesse caso, podem ser interpretadas com tempo de diferenciação manto-crosta. Segundo Pachett (1992), como ocorre no caso das rochas ígneas de derivação mantélica juvenil no Paleoproterozoico. Entretanto, se a idade modelo Nd-T_(DM) não coincidir com nenhum evento orogênico conhecido, nesse caso interpreta-se como idade média resultante de mistura de fontes (Arndt e Goldstein, 1987).

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma rocha no tempo (t) de sua cristalização, geralmente determinado pelo método U-Pb em zircão, fornece, a partir do cálculo do parâmetro épsilon de neodímio ($\epsilon_{\text{Nd}(t)}$) informações acerca da fonte que originou essa rocha (DePaolo 1981, 1988; Faure, 1986).

Para rochas pré-cambrianas, valores positivos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ geralmente são indicativos de que na época de sua formação a fonte magmática possuía razão Sm/Nd mais elevada do que àquela calculada para os condritos, sendo, por consequência, de origem mantélica. Valores calculados de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativos, indicam que durante a formação da rocha a fonte magmática possuía uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menor que a dos condritos, evidenciando que essa fonte teve origem crustal. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ são diretamente proporcionais a contribuição crustal, logo, quanto maior for a participação de material juvenil no processo de formação das rochas, mais negativo serão o valor de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (DePaolo, 1988).

$$\epsilon_{\text{Nd}(t)} = \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{am}(t)} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}(t)}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}(t)}} \times 10^4 \quad (3)$$

Em casos onde duas fontes (manto-crosta) participam da formação de uma rocha, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ flutuam entre valores positivos e negativos, sendo proporcionais ao grau de participação dessas fontes. Nesse caso, a interpretação da idade modelo é complexa e representa um modelo de mistura de fontes.

Sato e Tassinari (1997) comentam que durante a formação de rochas que possuem grandes quantidades de minerais acessórios como allanita ou granada, estas podem sofrer um

fracionamento da razão Sm/Nd, sendo que na allanita ocorre uma diminuição significativa da razão Sm/Nd. Nesses casos, os dados Sm-Nd não poderão ser utilizados para cálculos de idade T_{DM} , segundo a evolução de Nd em estágio único, uma vez que, essas rochas sofreram fracionamento após a separação do magma mantélico para a crosta.

Se forem conhecidas as idades de cristalização da rocha, pelo método U-Pb em zircão, e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, que pode ser estimada tomando-se um valor médio de várias determinações na região, o modelo de evolução em estágio duplo de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em função do tempo geológico poderá minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento na obtenção da idade $T_{(DM)}$ (Sato & Tassinari 1997).

7.3 O SISTEMA RADIOMÉTRICO Lu-Hf

O sistema Lutécio-Háfio (Lu-Hf) consiste no decaimento do isótopo ^{176}Lu através da emissão de uma partícula β para o isótopo radiogênico ^{176}Hf . A taxa de decaimento λ do ^{176}Lu para ^{176}Hf é de $1,867 \pm 0,07 \times 10^{-11} \cdot \text{ano}^{-1}$ (Söderlund *et al.* 2004) e meia vida de $3,71 \times 10^{11}$ anos (Scherer *et al.* 2001).

O elemento Lutécio faz parte da família dos lantanídeos, pertencendo ao grupo dos Elementos Terras Raras (ETR) e apresenta dois isótopos, ^{175}Lu estável e o ^{176}Lu radioativo, com abundâncias respectivas de 97,4% e 2,6%. O ^{176}Lu apresenta dois tipos de decaimento, o primeiro ocorre a partir da emissão de uma partícula β para ^{176}Hf e o segundo ocorre por captura de elétrons para o isótopo ^{176}Yb , sendo este último em quantidade que pode ser desconsiderada em cálculos de idade.

O Hf por sua vez é um elemento litófilo que pertence à família IVB da tabela periódica e ao grupo dos Elementos de alto Potencial Iônico (*HFSE - High Field Strength Elements*). O Hf possui seis isótopos naturais ^{174}Hf (0,16%), ^{176}Hf (5,2%), ^{177}Hf (18,6%), ^{178}Hf (27,1%), ^{179}Hf (13,74%) e ^{180}Hf (35,2%), sendo o ^{176}Hf o único radiogênico.

Quando associada a metodologia U-Pb em zircão o método possibilita a caracterização isotópica do magma hospedeiro do qual esse zircão se cristalizou, além disso quando aplicada a diferentes zircões de uma mesma população, as diferentes assinaturas de Hf permitem caracterizar processos magmáticos durante a evolução crustal das regiões fontes (Gerdes e Zeh, 2006; Zeh *et al.* 2007; Vervoort, 2014).

Patchett e Tatsumoto (1980; 1981) foram os responsáveis pelas primeiras aplicações sistemáticas desse método no âmbito das geociências, usando a metodologia de ionização térmica por espectrometria de massa (*TIMS - Thermal Ionization Mass Spectrometry*) para

medir as abundâncias desses isótopos. Somente na última década com avanço das técnicas aplicadas a utilização de espectrometria de massa de fonte ICP com ablação a laser (LA-ICP-MS) se tornou o principal método para análises de isótopos de Hf (Vervoot, 2014).

O zircão é o mineral mais utilizado para as análises no sistema Lu-Hf, assim como para o U-Pb, decorrente de uma combinação de características físico-químicas associada a sua capacidade de hospedar altas concentrações de elementos traço em sua estrutura cristalina (Kinny e Maas 2003, Woodhead *et al.* 2004). Outro fator que deve ser levado em consideração é o alto conteúdo de Hf (~1%) presente nesse mineral que, por sua vez, não sofre mudanças em decorrência de processos como alteração e/ou metamitização (Gerdes e Zeh, 2009). Além disso, trata-se de um mineral acessório amplamente distribuído em uma grande variedade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

O método isotópico Lu-Hf é utilizado para estudar o processo de diferenciação da Terra Silicatada (*BSE - Bulk Silicate Earth*) que leva ao processo de formação do sistema manto-crosta. A sistemática é muito similar ao par Sm-Nd, porém existem algumas diferenças fundamentais entre os métodos que devem ser levadas em consideração. Primeiro, o par Sm-Nd envolve dois Elementos Terra Rara com características químicas similares. O par Lu-Hf, no entanto, é composto, respectivamente por um ETR pesado e um HFSE, o que implica em comportamentos geoquímicos distintos entre esses elementos durante a evolução manto-crosta. O Hf é mais incompatível que o Lu, então, durante o processo de fusão parcial no manto a crosta se enriquece, relativamente, em Hf e se empobrece em Lu, de mesmo modo que o manto se enriquece em Lu em relação ao Hf. Portanto, enquanto a crosta possui uma razão Lu/Hf menor que do reservatório condrítico uniforme (CHUR), a razão Lu/Hf no manto empobrecido (*Depleted Mantle*) se comporta de maneira inversa.

Assim como para outros sistemas isotópicos os valores dos desvios da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ do CHUR de uma amostra são indicados a partir da notação épsilon $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$:

$$\varepsilon_{\text{Hf}(t)} = \left[\frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{amostra}}^t}{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}}^t} - 1 \right] \times 10^4 \quad (4)$$

O método Lu-Hf, permite que, a partir de cristais individuais de zircão, com idades de cristalização conhecidas, idades modelo Hf- T_{DM} sejam calculadas em estágio duplo (*two-stage Hf model ages*) (Nebel-Jacobsen *et al.* 2005), também denominada idade modelo crustal

(Hf-T_{DM}^C), que representa o último momento em que o Hf contido no sistema esteve em equilíbrio isotópico com um reservatório de manto empobrecido até ser incorporado pelo zircão.

Dessa forma o cálculo da idade modelo Hf-T_{DM}^C é dado pela equação:

$$T_{DM}^C = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left\{ 1 + \left[\frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{amostra}^h - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{DM}^h}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{crustal} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{DM}} \right] \right\} + \frac{t}{1000} \quad (5)$$

Onde, “h” são as razões medidas na amostra hoje e no “DM” e “t” a idade de cristalização U-Pb do zircão em milhões de anos.

Portanto, as idades Hf-T_{DM}^C podem fornecer importantes informações sobre a formação de domínios crustais, principalmente em áreas intensamente retrabalhadas onde somente os zircões sobreviveram à evolução geológica complexa (Nebel *et al.* 2007).

8. MATERIAL E MÉTODOS

Neste tópico serão apresentados o material e os procedimentos analíticos utilizados para o desenvolvimento da presente dissertação.

8.1 AMOSTRAGEM

A coleta de amostras ocorreu durante a etapa de campo realizada entre os dias 16 e 22 de novembro de 2016. Para essa dissertação foram coletadas seis amostras em afloramentos próximos a ramais ou na margem de rios. As amostras, segundo o mapa geológico de Silva *et al.* (2013) referem-se as unidades Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito Papa-Vento e Granito Vila Bom Jesus. As amostras foram analisadas pelas metodologias U-Pb e Lu-Hf em zircão por espectrometria de massa ICP-MS com *laser ablation* e Sm-Nd em rocha total por espectrometria de massa TIMS. A área já dispõe de dados de campo, petrográficos, estruturais e geoquímicos detalhados, uma vez que trata-se da mesma área de estudo de Silva *et al.* (2013).

8.2 MÉTODOS

As cinco amostras supracitadas passaram, pelo processo de fragmentação, que se deu inicialmente no campo, onde estas são reduzidas ao máximo em seus respectivos afloramentos. A essa etapa segue-se na Oficina de Preparação de Amostra (OPA) do Instituto

de Geociências da UFPA, onde as amostras, já em tamanhos menores passam pelo processo de britagem, em dois equipamentos distintos, um britador de mandíbula fixa e um móvel e posteriormente para pulverização no aparelho de moagem *shatterbox*.

Tabela 2 - Lista de amostras e os respectivos procedimentos aplicados.

Amostra	Litologia	Unid. geológica	Petrografia	Geoquímica	U-Pb	Lu-Hf	Sm-Nd
SJJ-01	Monzogranito	Tonalito Papa-Vento	X	X	X	X	X
SJJ-02	Sienogranito	S.I. Flexal	X	X	X	X	
SJJ-03	Sienogranito	S.I. Flexal	X	X	X		X
SJJ-04	Granodiorito	Granito Vila Bom Jesus	X	X	X	X	X
SJJ-06	Ortognaisse Granodirítico	S.I. Flexal	X	X	X	X	X
SJJ-07	Granodiorito	Granito Vila Bom Jesus	X	X	X	X	X

8.2.1 Petrografia

Foi realizado o estudo de seis lâminas delgadas, envolvendo caracterização microtextural, a análise mineralógica e composicional, a quantificação modal e a classificação petrográfica segundo os princípios de Streckeisen (1976). Os estudos foram realizados nos laboratórios de petrografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - IG/UFPA. As fotomicrografias foram obtidas por um sistema digital integrado em LAZ-Ez da marca Leica do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do IG/UFPA.

8.2.2 Geoquímica em rocha total

As análises de geoquímica elementar apresentadas nesta dissertação foram realizadas pelo laboratório comercial ALS Minerals em Lima, Peru. Para os elementos maiores foi utilizada espectrometria de emissão atômica ICP-AES e para os elementos traço foi utilizada espectrometria de massa ICP-MS com dissolução das amostras em borato de lítio. A acuracidade e reprodutibilidade foram certificadas pela análise de materiais de referência GRE-3, OREAS-46 e OREAS-45 e pela análise de duas amostras em duplicatas (DAC-08-11; AB-285). Os procedimentos analíticos detalhados podem ser encontrados no site da ALS, <http://www.alsglobal.com>. Foram analisadas seis amostras utilizadas para os estudos geocronológicos e isotópicos (SJJ-01, SJJ-02, SJJ-03, SJJ-04, SJJ-06 e SJJ-07). Ainda, a nível de comparação e enriquecimento do trabalho foram utilizadas dezoito amostras da dissertação de Silva (2013), que por sua vez, foram analisadas pelo laboratório comercial “ACME

Analytical Laboratories Ltda.”, assim como as desse trabalho, para determinação de elementos maiores e traços, incluindo Elementos Terras Raras (ETR) por ICP-AES e ICP-MS, respectivamente. Os procedimentos analíticos utilizados estão descritos em detalhes no site <http://acmelab.com/>.

Os resultados obtidos foram tratados utilizando-se o software Geochemical Data Toolkit (GCDkit), versão 4.0 (disponível em <http://www.gcdkit.org/download>), e posteriormente lançados em diagramas de caracterização geoquímica e geotectônica como os diagramas P-Q de Debon & Le Fort (1983), AFM (Irvine & Baragar 1971), entre outros.

8.2.3 U-Pb em zircão por ICP-MS com *laser ablation*

Os procedimentos analíticos a seguir foram realizados no Laboratório Pará-Iso da UFPA e encontram-se descritos em Chemale Jr. *et al.* (2012), Milhomem Neto *et al.* (2017b) e Milhomem Neto & Lafon (2018).

Os cristais analisados foram escolhidos previamente através de imagens de catodoluminescência (CL) ou elétron retroespalhado (ERE) obtidas por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) no Laboratório de Microanálises da UFPA (Lab-MEV) e no Laboratório de Microanálises da CPRM-Belém usando, respectivamente os microscópios LEO-ZEISS 1430 e EVO-ZEISS L15. Os cristais são escolhidos evitando feições como zoneamento, inclusões e/ou metamitização. Foram analisados dez cristais para cada amostra, com tamanhos entre 500 μ m e 125 μ m

As análises de urânio e chumbo foram realizadas em um espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado ICP-MS com multicoletor de alta resolução de marca Thermo Finnigan modelo Neptune contendo nove coletores de Faraday e seis contadores de íons. A microsonda a laser acoplada ao *Neptune* é do tipo sólido Nd:YAG 213 nm modelo *LSX-213 G2* da marca *CETAC*. Para certificação das leituras dos cristais é necessário que simultaneamente sejam analisados zircões de referência, nesse caso, foram utilizados os zircões de GJ-1 (608.5 \pm 1.5 Ma; Jackson *et al.* 2004), 91500 (1065.4 \pm 0.3 Ma; Wiedenbeck *et al.* 1995) e Mud Tank (732 \pm 1 Ma; Black & Gulson, 1978).

Durante as análises o fluxo de Argônio (Ar) e Hélio (He) é responsável pelo transporte do material de ablação para o ICP-MS. Para ambos, ICP-MS e o sonda laser Nd:YAG 213nm, os parâmetros analíticos estão descritos em Milhomem Neto *et al.* (2017a).

Os dados U-Pb obtidos *in situ* nos cristais de zircão são processados em macro para *Microsoft Excel* (Chemale Jr *et al.* 2012 modificada por Milhomem, 2017a) para tratamento dos dados brutos e determinação das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e dos teores de U, Th e Pb com as devidas correção de fracionamento isotópico, químico e de interferência isobárica, sendo a correção de Pb comum inicial feita a partir do modelo de evolução de Stacey e Kramers (1975). Por fim os dados são processados através de *software* Isoplot/Ex 3.0 (Ludwig 2003) para o cálculo das idades, erros analíticos e valores de *mean square weighted deviation* (MSWD), os resultados são apresentados com desvios de 2σ .

8.2.4 Lu-Hf em zircão por ICP-MS com *laser ablation*

A metodologia Lu-Hf em zircão foi descrita e implementada no Laboratório Pará-Iso da UFPA por Milhomem Neto *et al.* (2017b). Para obter os dados de Lu-Hf, foram utilizados os mesmos equipamentos previamente descritos para as análises U-Pb. Os parâmetros analíticos de instrumentação e operação usados para os ICP-MS e laser estão descritos detalhadamente em Milhomen Neto *et al.* (2017b).

Para as análises de háfnio, como citado anteriormente, os cristais selecionados foram, preferencialmente, aqueles com mais de 95% de concordância nas idades U-Pb. Para este método, é essencial que a idade U-Pb tenha sido previamente determinada na mesma área do cristal. Dez a doze cristais concordantes e sub-concordantes foram analisados para cada amostra. Para obter uma intensidade satisfatória do sinal, utilizou-se um tamanho de *spot* de 50 μm com frequência de 10 Hz. O tempo total de ablação foi de 50 segundos. A sequência de análises intercalou dez cristais de cada amostra com o zircão de referência GJ-1 (Morel *et al.* 2008). Os dados brutos do espectrômetro de massa são tratados planilha macro *Microsoft Excel* (Milhomem Neto *et al.* 2018) para calcular a razão isotópica para cada ponto analisado.

Os cálculos das idades modelo em estágio-duplo e $\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$ são feitos utilizando a constante de decaimento $1.867 \times 10^{-11} \text{ano}^{-1}$ (Scherer *et al.* 2001; Sönderlund *et al.* 2004) e valores atuais de 0,0336 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$) e 0,282785 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) para o reservatório condrítico uniforme - CHUR (Bouvier *et al.* 2008) e de 0,0388 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$) e 0,28325 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) e para o manto empobrecido - DM (Andersen *et al.* 2009). Para o cálculo da idade do modelo crustal (T_{DM}^{C}), uma razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,015 foi assumida para o valor médio da crosta continental (Griffin *et al.* 2002; 2004).

8.2.5 Sm-Nd em rocha total por TIMS

O procedimento experimental Sm-Nd em rocha total adotado no Laboratório Pará-Iso encontra-se descrito em Oliveira *et al.* (2008). O procedimento consiste de três etapas: Dissolução das amostras, separação química e análise isotópica dos elementos Sm e Nd por espectrometria de massa por termo-ionização – TIMS.

Digestão ácida das amostras: Para a etapa de dissolução das amostras, são pesados e misturados em cadinho de Teflon Savillex, aproximadamente 100 mg da amostra e 100 mg de traçador misto Sm-Nd enriquecido em ^{149}Sm e ^{150}Nd , sendo posteriormente o ataque ácido realizado com a introdução de HNO_3 , HF e HCl no cadinho de Teflon que contem a mistura amostra + traçador, com objetivo de recuperar os elementos terras raras (ETR), onde se encontram os elementos Sm e Nd.

Separação química de Nd e Sm por cromatografia de troca iônica: A segunda etapa consiste na coleta dos elementos terras raras (ETR) usando a resina catiônica Biorad DOWEX AG 50x8. Posteriormente ocorre a extração dos elementos Sm e Nd a partir da solução de ETR's anteriormente separada e evaporada, através das técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de Teflon contendo resina Eichron[®] Ln.

Análise isotópica de Sm e Nd por espectrometria de massa TIMS: A terceira e última etapa consiste no depósito dos concentrados de Sm e Nd das amostras, que após a secagem tornam a ser dissolvidos em uma solução de 1 ml de HNO_3^{**} e, posteriormente são depositados em filamento duplo de Ta-Re.

As análises de Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa Thermo Fischer Triton Plus, instalado no Laboratório Pará-Iso. Para aferição do método e controle das análises isotópicas no espectrômetro de massa foram utilizados os materiais de referência certificados BCR-1 (Basalto USGS), BHVO-1 e solução La Jolla. A razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,7219 é utilizada para normalização da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, para correção da massa utilizando a lei exponencial (Russell *et al.* 1978), e a constante de decaimento usada foi o valor revisado por Lugmair e Marti (1978) de $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$.

Durante as análises de Sm e Nd os brancos de química não excederam 0,1% das concentrações do elemento e portanto foram considerados desprezíveis.

CAPÍTULO II

ARTIGO CIENTÍFICO

**U-Pb GEOCHRONOLOGY, Nd-Hf ISOTOPES AND GEOCHEMISTRY
OF RHYACIAN GRANITOIDS FROM THE SOUTHERN LIMIT OF
THE PALEOPROTEROZOIC LOURENÇO DOMAIN (BRAZIL),
GUYANA SHIELD.**

Sâmia Queiroz Vianna

Jean Michel Lafon

João Marinho Milhomem Neto

Desaix Paulo Balieiro Silva

Carlos Eduardo de Mesquista Barros

**ARTIGO A SER SUBMETIDO NA JOURNAL OF SOUTH AMERICA
EARTH SCIENCES.**

U-Pb GEOCHRONOLOGY, Nd-Hf ISOTOPES AND GEOCHEMISTRY OF RHYACIAN GRANITOIDS FROM THE SOUTHERN LIMIT OF THE PALEOPROTEROZOIC LOURENÇO DOMAIN (BRAZIL), GUYANA SHIELD.

Sâmia Queiroz Vianna^{1,2}, Jean Michel Lafon^{1,2}, João Marinho Milhomem Neto^{1,2}, Desaix Paulo Balieiro Silva³, Carlos Eduardo de Mesquita Barros⁴.

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil;

²Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil;

³Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – CPRM/Serviço Geológico do Brasil – SGB – Superintendência Regional de Belém;

⁴Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná.

ABSTRACT

The Tartarugalzinho sector, in central-eastern region of the Amapá state, is located at the transition between the Paleoproterozoic Lourenço Domain, consisting mainly of granite-greenstones terrains with some fragments of Archean rocks and the Archean Amapá Block, defined as a continental landmass formed by Neo-Mesoarchean units (2.85-2.60 Ga) strongly reworked in the Paleoproterozoic during the Transamazonian orogenic cycle (2.26-1.95 Ga). U-Pb and Lu-Hf methodologies in zircon by ICP-MS with Laser Ablation, Sm-Nd whole-rock by TIMS, associated with geochemistry and petrographic data on the granitoids aimed to understand the granitoids petrogenesis. The obtained data permitted investigate the process of crustal growth *vs.* crustal reworking in order to improve the geodynamic models during the Paleoproterozoic in the Southeastern Guyana Shield. Two magmatic episodes were consolidated i) a first episode, dated at ~2.18-2.15 Ga, represented by the calc-alkaline to high calc-alkaline signature, peraluminous character rocks of the Flexal Intrusive Suite and Papa-Vento Tonalite, with evolution involving subduction stages in magmatic arc environments and ii) a second episode, dated at ~2.08 Ga, marked by the calc-alkaline to high-K calc-alkaline signature, metaluminous character with affinity with syn- to post-collisional granites rocks of the Vila Bom Jesus Granite. It is still possible to correlate these events with a Mesorhyacian stage (2.18-2.13 Ga) related to subduction of magmatic arcs and a Neorhyacian stage (2.08-2.02 Ga) related to post-collisional context, respectively, proposed for the southeastern Guiana Shield. The Archean Nd-T_{DM} (2.87-2.63 Ga) and Hf-T_{DM}^C (3.63-2.79 Ga) model ages and the negative values of $\epsilon_{Nd(t)}$ (-2.74 to -5.43) and $\epsilon_{Hf(t)}$ (-1.40 to -15.65) indicate the mixture of juvenile Rhyacian material with an Archean crustal component in the source of these magmas. The geochronological and geochemical data suggest that the Transamazonian evolution of the area involves a continental magmatic arc, with crustal assimilation, at the edge of the Archean block however a volcanic arcs context with subsequent arc-continent collision cannot be still discarded.

Key-words: Transamazonian granitoids. U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology. Lourenço Domain. Guyana Shield. Amazonian Craton.

1. INTRODUCTION

The Guyana Shield (GS), north of the Amazon Basin, is a Precambrian terrain with more than 1.5 million km² of extension and distributed along with six countries, Colombia, Venezuela, Guyana, Suriname, French Guyana and Brazil. It is one of the least studied Precambrian terrain in the world due mainly to the rain forest cover and scarce access.

Since Cordani *et al.* (1979) several divisions have been proposed for the geotectonic partitioning of the Amazonian Craton. Nowadays, the most accepted models are those of Tassinari & Macambira (1999) and Santos *et al.* (2000; 2006) (Figure 1). Both proposals divide the Amazonian Craton into tectonic-geochronological provinces based on geochronological patterns, structural trends, lithological association and geodynamic evolution.

The Transamazonas Province (Santos *et al.* 2000, 2006) or Maroni-Itacaiúnas Province (Tassinari & Macambira, 2004) is defined as a Paleoproterozoic mobile belt added to an Archean nucleus (Central Amazonian Province) between 2.26 and 1.95 Ga, during the Transamazonian Orogeny. This province consists of large extensions of Paleoproterozoic juvenile crust with some reworked Archean remnants in its northern and southeasternmost parts (Cordani & Brito Neves, 1982; Gibbs & Barron, 1993; Vanderhaeghe *et al.* 1998; Lafon *et al.* 1998; Tassinari *et al.* 2000; Delor *et al.* 2003a).

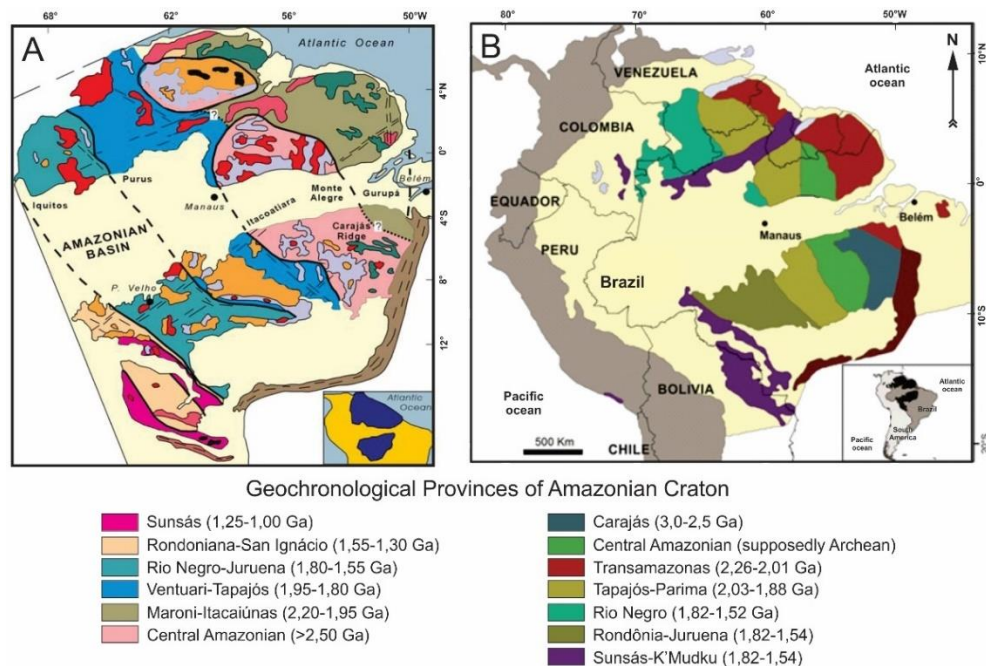


Figure 1 - Geochronological Provinces of the Amazonian Craton defined by (A) Tassinari & Macambira (2004); (B) Santos *et al.* (2000; 2006).

In northern Brazil (Amapá state and northwest of Pará state), Rosa-Costa *et al.* (2006) proposed a division of the province in three major tectonic domains: (1) An Archean continental block marked by reworking of Archean crust during the Transamazonian orogeny, namely the Amapá Archean block and the (2) Lourenço and (3) Carecuru domains, respectively north and south of the Amapá Block, which represent Rhyacian domains generated during the Transamazonian orogenic cycle (Figure 2).

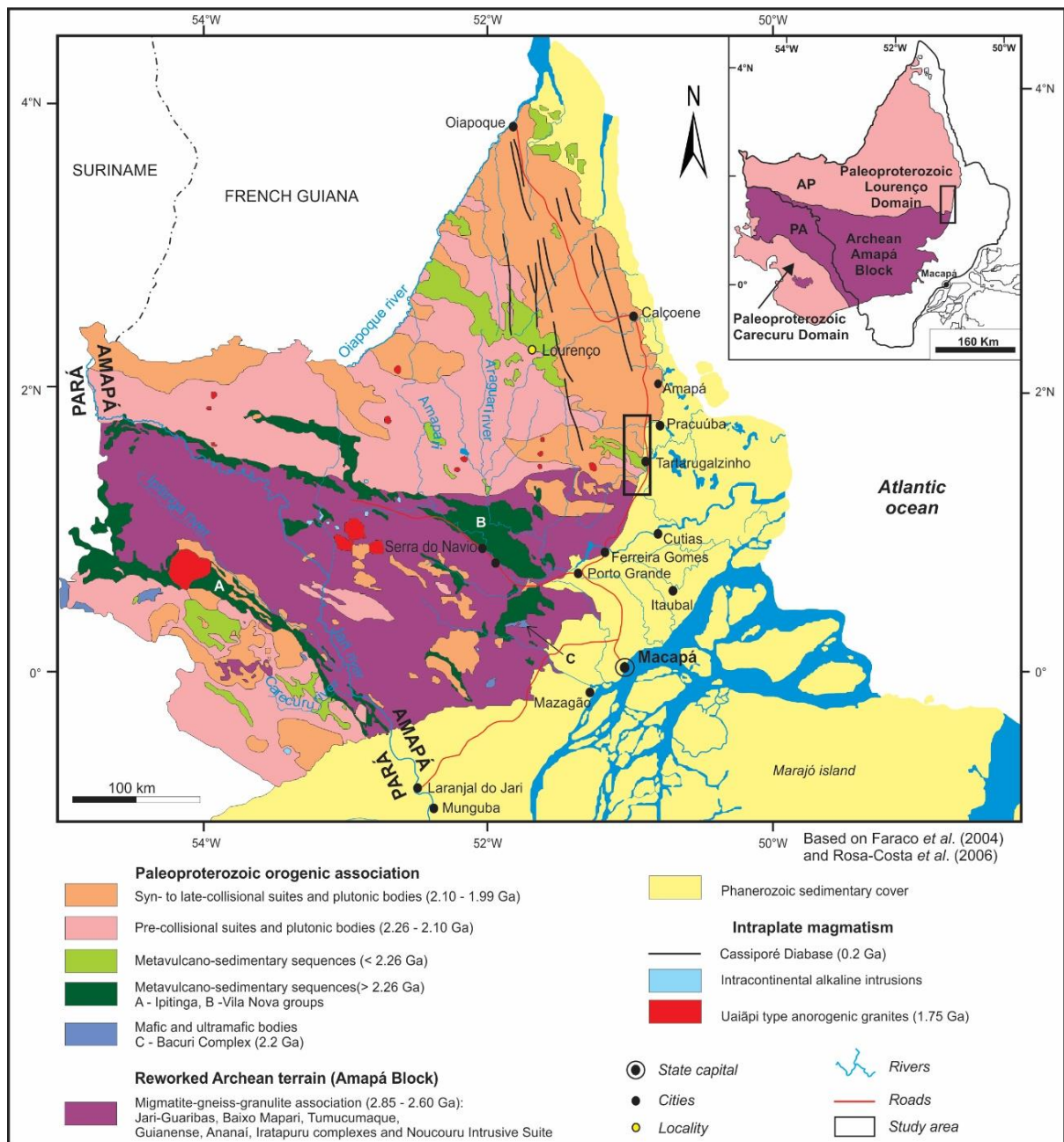


Figure 2 - Tectonic domains for the Amapá and northwest of Pará states proposed by Rosa-Costa *et al.* (2006) and Faraco (2004) with emphasis to the work area.

The accepted geodynamic evolution model for the southeastern portion of Guyana Shield was originally proposed by Vanderhaeghe *et al.* (1998). It consists of a two-stage model which involves an early stage of crustal generation marked by the accumulation of mantle-derived magmas and a second one marked by reworking and tectonic accretion. This model for the Transamazonian evolution in southeastern Guyana Shield was refined based on new geological and isotopic data mainly from French Guyana (Delor *et al.* 2003a), Suriname (Delor *et al.* 2003b; DeRoever *et al.* 2003) and from the Paleoproterozoic and Archean domains in Northern Brazil (Rosa-Costa *et al.* 2006).

The Amapá Block is formed by a granulitic-migmatitic-gneiss association of Meso- to Neoarchean age (2.85-2.60 Ga) that during the Transamazonian orogeny was submitted to high grade metamorphism, deformation and granitic magmatism. Two main magmatic events were dated, the first one between 2.85-2.79 Ga and the second between 2.65-2.60 Ga (Avelar *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2006), with isolated ages of 3.32 and 3.49 Ga (Klein *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2014) indicating Paleoproterozoic remnants. The Nd- $T_{(DM)}$ model ages for the basement rocks demonstrate that continental crust formation in the Amapá Block is related to Paleo-Mesoarchean episodes of crustal growth whereas the Neoarchean is marked by crustal reworking (Avelar, 2002; Avelar *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014; Oliveira *et al.* 2008; Milhomem Neto and Lafon, 2018).

The tectono-stratigraphic units that represent the Amapá Block are oriented according to the NW-SE regional trend and include Archean TTG-like orthogneisses (Porfírio Gneiss, Tumucumaque and Guianense complexes), ortho and paraderived granulite gneisses represented mainly by the Jari-Guaribas, Tartarugal Grande and Iratapuru complexes and also charnockitic plutons belonging to the Noucuru Intrusive Suite, granitic orthogneisses (Baixo Mapari Complex) and Neoarchean granites as Pedra do Meio Metagranitoid, Riozinho and Anauerapucu granites. Metavolcano-sedimentary sequences (Vila Nova and Ipitinga groups) and granitoids form a Paleoproterozoic orogenic association.

In the Lourenço Domain, the dominant lithostratigraphic units encompass a paleoproterozoic granite-greenstone association and syn- to late collisional granite suites. The granite-greenstone association is represented by orthogneisses and metagranitoids with dioritic, tonalitic and granodioritic composition (Nogueira *et al.* 2000; Avelar, 2002; Barreto *et al.* 2013) and metavolcano-sedimentary sequences. The syn- to late collisional granites have a rounded shape and a syenogranite to monzogranite composition (Rosa-Costa *et al.* 2014). Archean remnants have been identified in the southern part of the domain (Avelar

2002, Rosa-Costa *et al.* 2014). The evolution of the Paleoproterozoic units involves similar stages of oceanic crust subduction followed by tectonic crustal accretion than in the French Guyana, but the existence of a continental magmatic arc at the margin of the Archean block has also been suggested (Barreto *et al.* 2013). The Archean remnants are represented by Porfírio Gneiss, Tajauí Granulite and Pedra do Meio Metagranite. The suites of Rhyacian pre- to tardi-orogenic plutonic bodies, in Brazil, encompass the Flexal Intrusive Suite, Papa-Vento Tonalite, the Araguari, Tartarugal Grande, Oiapoque, Camopi complexes, the Cricou Suite and Cunani Granite and several metavulcano-sedimentary formations, which are included in the Serra da Lombarda and Tartarugalzinho Groups (Rosa-Costa *et al.* 2014).

The Carecuru Domain consists mainly of granitoids and calc-alkaline gneisses (Carecuru Intrusive Suite) and metavulcano-sedimentary belts (Fazendinha, Treze de Maio and Serra Cuiapocu sequences). These units, together, define a granite-greenstone association formed between 2.19-2.14 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2006; Milhomem Neto & Lafon, 2018b). In addition, several granite plutons occur (Paru granite and Parintins Intrusive Suite) with ages between 2.10-2.03 Ga are related to syn- to post-collisional orogenic stages. The available isotopic Nd data and the presence of Archean inherited zircon in the granitoids are indications of the Archean continental sources to the granitoid from the Carecuru Domain (Rosa-Costa *et al.* 2006). The Archean crustal remnants include granulite gneisses from the Ananaí Complex.

Many studies realized in Amapá and French Guyana (Vanderhaeghe *et al.* 1998; Ricci *et al.* 2001; Vasquez and Lafon, 2001; Avelar, 2002; Pimentel *et al.* 2002; Delor *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006, 2014; Vasquez, 2006; Kroonenberg *et al.* 2016; Milhomem Neto *et al.* 2017; Milhomem Neto & Lafon, 2019) improved significantly the geological knowledge of the southeastern Guyana Shield. However, the lack of robust geochronological data (U-Pb zircon LA-ICP-MS and/or SHRIMP dating) in the Amapá state, mainly in granitoids, make difficult to unravel the geotectonic setting and chronology of the magmatic and metamorphic events during the Transamazonian orogenesis and the relationships between the Paleoproterozoic domains and the Archean block.

The studied area is located in the central part of the Amapá state, northern Brazil, more specifically in the Tartarugalzinho region. This area corresponds to the southern limit of the Paleoproterozoic Lourenço Domain with the southernmost Archean Amapá Block. Barreto *et al.* (2013), supported by Pb-Pb zircon and Sm-Nd whole-rock geochronology and geochemical data on Central Amapá granitoids, suggest a protracted episode of crustal growth during the Neorhyacian, predominantly driven by magmatic arc accretion during, at least, 160

Ma, along the period of 2.26-2.10 Ga, followed by a younger magmatic episode of crustal reworking between 2.08 and 2.02 Ga.

Therefore, the main objective of this paper is to elucidate the stratigraphic of Transamazonian granitoids at the transition between the Archean and Paleoproterozoic domains based on new zircon U-Pb data obtained by Inductively Coupled Plasma mass spectrometry with laser ablation (LA-ICP-MS) and elemental geochemistry, aiming to improve the knowledge of the geodynamic evolution of this portion of the Transamazonas Province.

In addition, the paper aims to discuss crustal growth *versus* reworking processes during the Paleoproterozoic through Sm-Nd in whole-rock and Lu-Hf in zircon isotopic signatures by ICP-MS or TIMS and by ICP-MS with laser ablation, respectively.

2. GEOLOGICAL SETTING

According to the lithostratigraphic setting proposed by Rosa-Costa *et al.* (2014) the Lourenço Domain extends throughout the northern portion of the Amapá state towards French Guyana and can be divided into large lithological associations that are: Reworked Archean fragments, Metavulcano-sedimentary sequences, Orogenic magmatism, Syn- to late orogenic magmatism, Mafic magmatism, and Phanerozoic sedimentary cover. Only the units present in the study area, in the southern part of the Lourenço Domain will be depicted hereafter.

2.1 REWORKED ARCHEAN FRAGMENTS

The oldest Archean fragment consists of the Porfírio Gneiss, it is an elongated body according to a NW-SE trend, represented by biotite-gneisses of granodioritic to tonalitic composition metamorphosed in amphibolite facies and with evidence of migmatization (Rosa-Costa *et al.* 2014). A crystallization age for the igneous protolith of 3185 ± 10 Ma was obtained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating of a tonalitic gneiss sample with negative $\epsilon_{\text{Hf}(3.19)}$ values from -2.1 to -7.4 , Hf- T_{DM}^{C} model ages between 3.65 Ga and 3.98 Ga and also negative $\epsilon_{\text{Nd}(3.19)}$ values of -2.4 and -3.3 and Nd- T_{DM} model ages of 3.38 and 3.51 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014; Milhomem Neto & Lafon 2018). These results suggest that the Mesoarchean precursor of the Porfírio Gneiss was produced by crustal reworking of Eoarchean sources. A previous age of 3485 ± 4 Ma obtained by Pb-evaporation in zircon (Rosa-Costa *et al.* 2014) was reinterpreted as an inherited age by Milhomem Neto & Lafon (2018).

The Pedra do Meio metagranitoid is an elliptical body with major axis along NW-SE. It is composed by biotite-monzogranites, biotite-granodiorites, leucogranites, K-feldspar quartz-monzodiorite, with charnockite outcropping in the central portion of the body. Rosa-Costa *et al.* (2014) dated a charnockitic sample with an U-Pb crystallization age of 2592 ± 22 Ma. A negative $\epsilon_{\text{Nd}(2.59\text{Ga})}$ value of -11.14 and a Nd- T_{DM} model age of 3.21 Ga were found for the same sample.

The body defined with Indiscriminate Gnaiss is defined by Silva *et al.* (2013). It is an unmapped Archean unit on larger scales, with occurrence detected through the interpretation of remote sensor products.

2.2 TRANSAMAZONIAN OROGENIC ASSOCIATIONS

The metavolcanosedimentary sequences and several granite suites associations from pre-collision and syn- to post-collision environments are described below.

Metavulcano-sedimentary sequences

The Vila Nova Group was initially proposed by Lima *et al.* (1974) to designate, in Brazilian territory, metavulcano-sedimentary bands that have characteristics similar to the greenstone belts, with representatives throughout the northern portion of the Guyana Shield. Ricci *et al.* (2001) restricts the use of the term only to the sequence extending over the NW-SE strip, which extends over 350 km, extending from the northwestern Serra do Tumucumaque to the Serra do Navio, to the southeastern extremity of the Amazon Basin. There are quartzites and quartz conglomerates, amphibolites, biotite garnet shales, amphibolytic shales, manganese and quartzite granatiferous carbonate rocks, and the presence of banded ferrous formations (Barbosa & Chaves, 2015).

The obtained ages for these sequences range from 2.26 to 2.11 Ga (Gibbs & Olszewski, 1982; Gibbs, 1980; Gruau *et al.* 1985; McReath & Faraco, 1997; Delor *et al.* 2003). Isotopic data provided Nd- T_{DM} ages of 3.03 and 2.20 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014) and 2.8 and 2.4 Ga (Tavares, 2009), suggesting contamination of precursor magmas by Archean components, favoring the hypothesis of formation of constructive margins in basins related to magmatic arcs.

The Tartarugalzinho Group was defined by Rosa-Costa *et al.* (2014) as a supracrustal sequence with geodynamic evolution related to a basin formed during an accretionary stage.

The same authors suggest a subdivision into a Metamafic to metaultramafic unit and a Metasedimentary unit.

The metamafic to metaultramafic unit is composed by biotite-actinolite-schists, actinolite-tremolite-schists, hornblende-schists, actinolite-schists and amphibolite with metamorphism up to amphibolite facies. This unit was previously defined by Jorge João *et al.* (1979) as the “Anatum Amphibolite”.

The Metasedimentary unit includes the Fé em Deus quartzite and the Tartarugalzinho mica-schist, both defined by Jorge João *et al.* (1979). These authors questioned the clastic sedimentary origin of these rocks, and they suggested that the quartzite was formed by hydrothermal alteration and metamorphism of metamafic rocks and Tartarugalzinho mica-schist by greenschist metamorphism of acid volcanic rocks.

Pre-collisional magmatism

The Flexal Intrusive Suite was defined by Rosa-Costa *et al.* (2014) as a plutonic calc-alkaline suite composed of diorite to monzogranite with frequent presence of magmatic epidote. Zircon Pb-evaporation and U-Pb ages from 2197 ± 3 Ma to 2181 ± 2 Ma constrained the magmatic episode that produced the Flexal Intrusive Suite (Avelar, 2002; Barbosa *et al.* 2015; Rosa-Costa *et al.* 2014). Nd-T_(DM) model ages of 2.37 and 2.67 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values of +0.65 and -3.78, respectively, were also obtained by Avelar (2002) and Rosa-Costa *et al.* (2014). Recently Milhomem Neto *et al.* (2017) obtained the LA-ICP-MS U-Pb zircon age of 2178 ± 5 Ma for a metadiorite associated to the Tartarugalzinho Group, similar to the previous Pb-evaporation zircon age of 2181 ± 2 Ma by Avelar (2002) for the same metadiorite. Lu-Hf isotopic analyses furnished Hf-T_{DM}^C model ages ranging from 2.74 to 2.92 Ga and $\epsilon_{\text{Hf}(2.18)}$ values between -2.9 and -0.1.

The Papa-Vento Tonalite (Jorge João *et al.* 1979) is representative of a calc-alkaline magmatism dated around 2.14-2.13 Ga. It encompasses gneisses, tonalites, and subordinated diorites, granodiorites and monzogranites. Two tonalitic gneisses provided U-Pb zircon ages of 2130 ± 20 and 2136 ± 7 Ma and Nd-T_(DM) model age of 2.7 Ga with negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ value of -4.47 (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Syn to late collisional magmatism

The Tartarugal Grande Complex (Rosa-Costa *et al.* 2014) represents a high-grade metamorphic association. Granulites of tonalitic, granitic and granodioritic composition are

the dominant lithotypes. Charnockite and granite bodies with preserved magmatic structures and occasionally gabbros are associated. The complex displays a large age range between 2671 ± 15 Ma and 2053 ± 1 Ma (Avelar, 2002; Rosa-Costa *et al.* 2014) and Sm-Nd isotopic data with Nd- $T_{(DM)}$ model ages from 3.29 to 2.55 Ga and negative to slightly positive $\epsilon_{Nd(t)}$ values between -7.64 to +1.52 (Avelar *et al.* 2003; Faraco *et al.* 2004; Rosa-Costa *et al.* 2014). This geochronological dataset suggests that this unit includes rocks formed during the Neoproterozoic and Rhyacian and metamorphosed during a late Transamazonian granulitic episode (Oliveira *et al.* 2008). The available Sm-Nd whole-rock and Lu-Hf zircon isotopic data point to Archean continental crustal source for most of the rocks (Avelar, 2002; Avelar *et al.* 2003; Rosa-Costa *et al.* 2014; Milhomem Neto & Lafon, 2019).

The Vila Bom Jesus Granite designates plutons of porphyritic monzogranites (Rosa-Costa *et al.* 2014). These are rocks of coarse to very thin granulation, and the phenocrysts are formed by subautomorphic feldspars, with dimensions reaching up to 4 cm. These rocks display a well-developed preferred orientation of feldspar phenocrysts, biotite and elongated quartz. A data set of late Rhyacian ages of 2087 ± 4 , 2081 ± 8 and 2082 ± 4 Ma (Silva *et al.* 2013; Rosa-Costa *et al.* 2014) has been proposed, but for both authors the data must be cautiously evaluated once these are Pb-evaporation zircon ages and the whole dataset of each sample actually show a large variation of ages. There is still no available Nd-Hf isotopic data for the Vila Bom Jesus Granite.

Several plutons of granitoids, probably Rhyacian, cannot be yet associated with any formal unit. Therefore, they were grouped as an undiscriminated granitoid unit (Rosa-Costa *et al.* 2014). These are bodies with elliptical and irregular shapes. These are monzogranites and syenogranites and display mylonitic foliation. Nd- $T_{(DM)}$ model ages of 2.9 e 2.12 Ga are available for two distinct monzogranites plutons and no geochronological data available (Rosa-Costa *et al.* 2014).

In the area, some occurrences of of syn-kinematic granite bodies were described that would represent a more potassic and late magmatic phase in relation to a more sodic and earlier magmatic episode represented by the Papa-Vento Tonalite (Jorge João *et al.* 1979). As for the undiscriminated granites, there are no ages or isotopic data for this unit, named Cigana Granite. Its recognition is mainly supported by the interpretation of remote sensing products and gamma-spectrophotometric images and it is not represented in the current map (Figure 3). Although contact relationships have not been recorded in the field, the associations between the lithostratigraphic units suggest that the Cigana Granite may be intrusive in the Flexal

Intrusive Suite, the Papa-Vento Tonalite and the Tartarugalzinho Group. It is not exclude that the Cigana Granite may represent the same magmatic episode as the Vila Bom Jesus Granite due to some petrographic and field similarities (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Late to post- orogenic magmatism

The Tauari Granite was identified at north of the study region in the middle course of the Falsino river (Rosa-Costa *et al.* 2014). It truncates the main NW-SE regional structures, which indicates that this body is intrusive in the surrounding units, the Tartarugal Grande and Araguari complexes and the Papa-Vento Tonalite. Compositionally it is a pinky syenogranite granite, with no evidence of deformation neither intense fracturing. An average age of 2040 ± 2 Ma was obtained by Pb-evaporation on zircon by Rosa-Costa *et al.* (2014). However, this age must be interpreted with caution as it was determined by only three zircon crystals. A body that occurs in the study area has been correlated to the Tauri Granite by the petrographic, petrological features and the occurrence mode but too small dimensions to be include in the map.

Granitoids from the Flexal Intrusive Suite, Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite are the targets of this study. These granites bodies occur distributed throughout the study area and adjacent regions ([Figure 3](#)). Previous geochronological and isotopic data for these rocks are still few and limited. These data were obtained mainly through the zircon Pb-evaporation and whole-rock Sm-Nd methodologies. A compilation of geochronological and isotopic data for the studied units in the southern sector of the Lourenço Domain is presented in [Table 1](#).

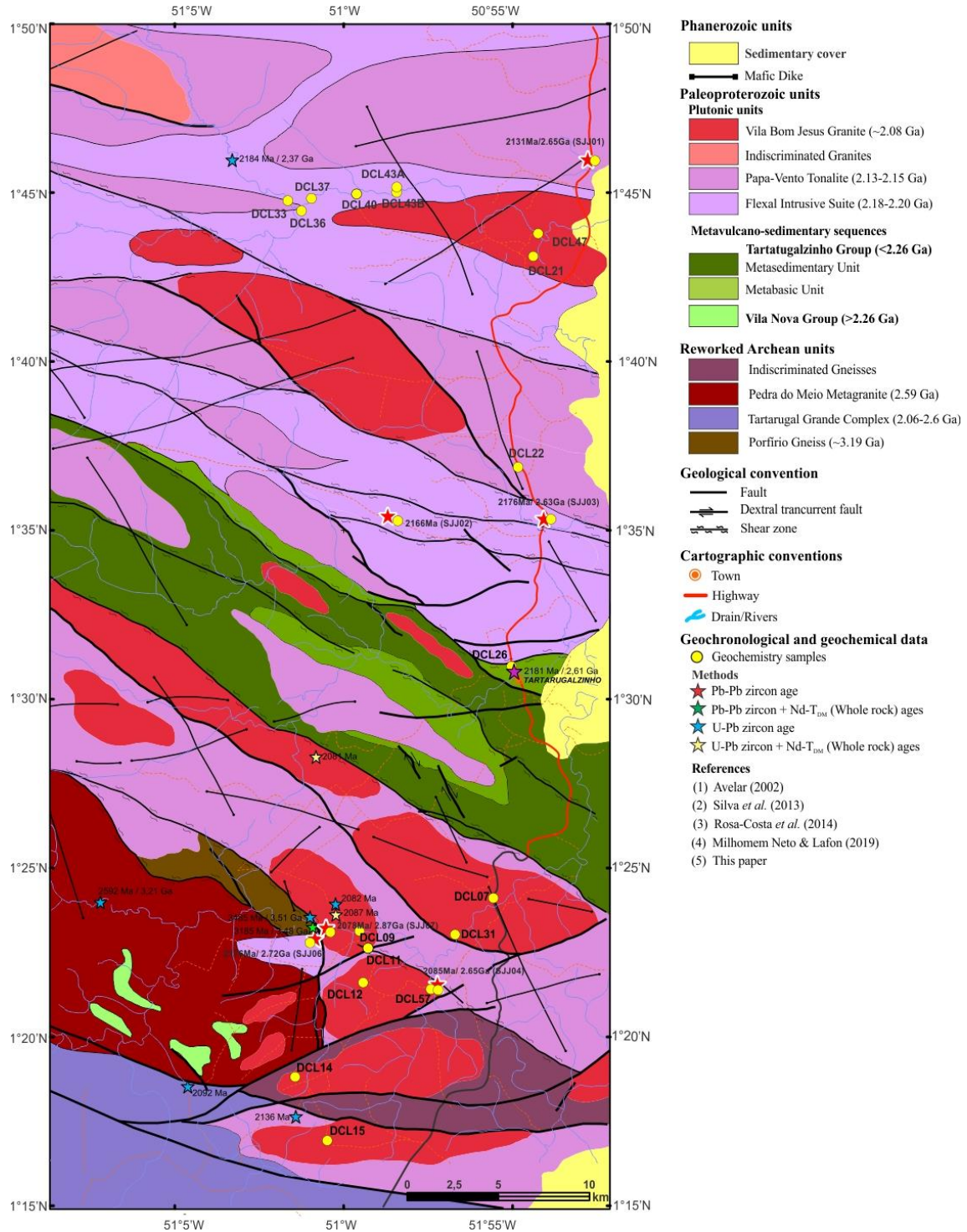


Figure 3 - Geological map of the work area with the geological units. Source: Modified from Silva *et al.* (2013).

Table 1 - Available geochronological and isotopic data from Archean and Paleoproterozoic studied units from the Lourenço Domain.

Unit	Rock type	Pb-Pb ^c (Ma)	U-Pb ^{a,b} (Ma)	Methodology		Lu-Hf $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	Ref.
				Sm-Nd (WR) $T_{(\text{DM})}(\text{Ga})$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$		
<i>Archean units</i>							
<i>Porfirio Gneiss</i>							
	Bt-granodioritic gneiss	3485 ± 3		3.5	+ 0.6		6
	Tonalitic gneiss		3185 ± 10 ^a			3.6 to 4.0	-2.1 to -7.4
<i>Pedra do Meio metagranitoid</i>							
	Charnockite		2592 ± 22 ^a	3.2	-11.1		6
<i>Paleoproterozoic units</i>							
<i>Tartarugalzinho Group</i>							
	Amphibolite			3.0-2.5	7.8 to -13.7		6
<i>Flexal Intrusive Suite</i>							
	Diorite	2181 ± 2		2.6			2
	Quartz-Diorite	2194 ± 8					5
	Tonalite		2184 ± 13 ^a	2.4	+0.65		6
	Tonalite	2197 ± 3		2.7	-3.8		6
<i>Papa-Vento tonalite</i>							
	Tonalitic gneiss		2136 ± 7 ^a				6
	Tonalitic gneiss		2130 ± 20 ^a	2.7	-4.5		6
<i>Tartarugal Grande Complex</i>							
	Granulitic biotite gneiss			3.3-2.7	-7.6 to +1.5		2
	leucocratic Neossoma		2085 ± 24 ^b				1
	charnockitic Granulite		2602 ± 12 ^b				1
	Granulite	2125 ± 4					3
		to					
		2065 ± 5					
	Charnoenderbites granulite	2100 ± 4		2.3 to 2.5	-4.5		6
		to					
		2078 ± 4					
	Charnockitic granulite		2671 ± 15 ^a	3.1	-4.5		6
			to				
			2597 ± 55 ^a				
<i>Indiscriminated granitoids</i>							
	Monzogranite			2.9-2.1			6
<i>Vila Bom Jesus Granite</i>							
	Granodiorite	2087 ± 4					4
	Tonalite	2081 ± 7					4
	Bt-monzogranite	2082 ± 4					6
<i>Tauari Granite</i>							
	Syenogranite	2040 ± 2					6

References: ¹Lafon *et al.* (2000) ²Avelar (2002); ³Faraco *et al.* (2004); ⁴Silva *et al.* (2013); ⁵Barbosa & Chaves. (2015); ⁶Rosa-Costa *et al.* (2014); ⁷ Milhomem Neto & Lafon (2018) ; ^aLA-ICP-MS zircon dating; ^b SHRIMP zircon dating; ^c TIMS Pb-evaporation zircon dating.

3. ANALYTICAL PROCEDURES

3.1 GEOCHEMISTRY

Whole-rock geochemistry has been performed on 24 samples from the Flexal (10 samples), Papa-Vento (2 samples) and Vila Bom Jesus (12 samples) granitic suites. Eighteen samples have been previously presented by Silva *et al.* (2013) and new analyses were also performed on six samples corresponding to those dated in this paper by U-Pb zircon method (Vila Bom Jesus Granite, Papa-Vento Tonalite and Flexal Intrusive Suite).

These new analyses were performed at the ALS Minerals laboratory in Lima, Peru. The analytical package includes the analysis of major oxides and trace elements, including Rare Earth Elements (REE) by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) and inductively coupled plasma atomic mass spectrometry (ICP-MS), respectively. The analytical accuracy and reproducibility were ensured by the analysis of the reference material GRE-3, OREAS-46 and OREAS-45c, chemical blanks and two sample duplicates (DAC-08-11; AB-285). The detailed analytical procedures performed by ALS labs are available on <http://www.alsglobal.com>.

The samples from Silva *et al.* (2013) were analysed at the “ACME Analytical Laboratories Ltda.”. As for the previous samples, the contents of major oxides and trace elements, including Rare Earth Elements (REE) were determined by ICP-AES and ICP-MS, respectively. The detailed analytical procedures performed by ACME labs are available on <http://acmelab.com/>.

The geochemical results was processed by Geochemical Data Toolkit 4.1 software (available at <http://www.gcdkit.org/download>) and plotted in several classificatory and geotectonic diagrams.

3.2 GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE DATA

Zircon U-Pb geochronology

The U and Pb analyses were performed at Pará-Iso Laboratory at UFPA. Details on the U-Pb analytical procedures can be found in Chemale Jr. *et al.* (2012), Milhomem Neto *et al.* (2017b) and Milhomem Neto & Lafon (2018).

The analyzed crystals were previously selected by Cathodoluminescence (CL) or Backscattering (BS) images obtained by Scanning Electron Microscopy (SEM) in the Microanalysis Laboratory at UFPA (Lab-MEV) and at Microanalysis Laboratory at CPRM-Belém using, respectively, a LEO-ZEISS 1430 and EVO-ZEISS L15 microscopes. The zircon

crystals were selected avoiding features such as, metamictization, fractures, zoning and inclusions. Among 22 e 35 crystals between 500µm and 75µm were analyzed for each sample.

The analyses of U and Pb were performed in a high-resolution multi-collector Neptune Thermo Finnigan mass spectrometer (ICP-MS) equipped with nine Faraday collectors and six micro ion counters. The laser microprobe coupled to the Neptune mass spectrometer is a CETAC LSX Nd: YAG 213 G2.

In order to certify the laser measurements the GJ-1 (608.5 ± 1.5 Ma; Jackson *et al.* 2004), 91500 (1065.4 ± 0.3 Ma; Wiedenbeck *et al.* 1995) and Mud Tank (732 ± 1 Ma; Black & Gulson, 1978) reference zircon crystals were simultaneously analyzed to insure the reliability and reproducibility of the isotopic analyses. For both ICP-MS and Nd: YAG 213 laser devices the analytical parameters are summarized at Milhomen Neto *et al.* (2017a).

The in situ U-Pb raw data were processed in a Excel spreadsheet (Chemale Jr *et al.* 2012 modified by Milhomen Neto *et al.* 2017a) for correction of isotopic ratios and uncertainties. The correction of common lead contribution was calculated using the model of Pb isotopic evolution through time of Stacey and Kramers (1975). Finally, the data were processed using Isoplot/Ex 3.0 software (Ludwig 2003) for age, analytical errors and mean square weighted deviation (MSWD) calculations. The results in the Concordia diagrams are presented with deviation of 2σ .

Zircon Lu-Hf isotope analyses

The Lu-Hf zircon methodology was described and implemented at the Pará-Iso Laboratory of UFPA by Milhomen Neto *et al.* (2017b). To obtain the Lu-Hf data, the same equipment previously described for the U-Pb analyses was used. The instrumentation and operating analytical parameters used for ICP-MS and Nd: YAG 213 laser are summarized in Milhomen Neto *et al.* (2017b).

For the hafnium analyses, as previously mentioned, the selected crystals were, preferably, those with more than 95% of concordance on U-Pb ages. For this method it is essential that the U-Pb age has been previously determined in the same domain in the crystal. Ten to twelve concordant to sub-concordant crystals were analyzed for each sample. To obtain a satisfactory intensity of the signal, a spot size of 50 µm was used with 10 Hz frequency. The total ablation time was 50 seconds. The sequence of analyses intercalated ten crystals of each sample with the GJ-1 reference zircon (Morel *et al.* 2008). The raw data from the mass spectrometer are reduced in an in-house Excel spreadsheet (Milhomen Neto *et al.*

2017a) to calculate the isotopic ratio for each analysed point. Calculations of two-stage model ages and the $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ used decay constant of $1.867 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$ (Scherer *et al.* 2001; Sönderlund *et al.* 2004) present day values of 0.0336 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$) and 0.282785 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) for the chondritic uniform reservoir - CHUR (Bouvier *et al.* 2008), and of 0.0388 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$) and 0.28325 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) for the depleted mantle – DM (Andersen *et al.* 2009). For crustal model ages (T_{DM}^{C}) calculation, a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.015 was assumed for continental crust average value (Griffin *et al.* 2002; 2004).

Whole-rock Sm-Nd isotope analyses

The Sm-Nd whole-rock procedures in routine at Pará-Iso Laboratory are described in Oliveira *et al.* (2008). Approximately 100 mg of the sample and 100 mg of a mixed Sm-Nd tracer, enriched in ^{149}Sm and ^{150}Nd , are weighed and mixed in a Teflon Savillex vial. The acid attack is performed introducing HNO_3 , HF and HCl in successive steps in order to achieve a total recovery of the rare earth elements (REE). The separation from other elements and collection of REE was performed by cation exchange chromatography using the Biorad Dowex AG 50x8 resin in HCl and HNO_3 . Subsequently Sm and Nd elements were extracted by anion exchange chromatography using Eichron® Ln-Spec resin. The Sm and Nd concentrates of each sample were subsequently deposited on Ta-Re double filament. The isotopic analyses of Sm and Nd concentrates were performed in a Thermo Fischer Triton Plus mass spectrometer. The BCR-1 (Basalt USGS), BHVO-1 and La Jolla reference materials were used to control the accuracy and reproductibility of the isotopic analyses. The $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219 was used to correct the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio from mass discrimination using the exponential law (Russell *et al.* 1978), and the decay constant used was $6.54 \times 10^{-12} \text{ year}^{-1}$ (Lugmair and Marti, 1978). The present-day chondritic values for ϵ_{Nd} calculation were $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.512638 and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of 0.1967 (Ben Othman *et al.* 1984). Nd model age (Nd- T_{DM}) calculations the DePaolo (1981) model for a depleted mantle evolution through time was used. Chemical blanks for Sm and Nd did not exceed 0.1% of the element concentrations and then considered negligible.

4. RESULTS

4.1 PETROGRAPHY

The modal analyses were realized with an automatic *Swift* point-count with approximately 1000 points for each thin section. Besides the six samples dated in this work

(SSJ samples) it is also included five samples of the Flexal Intrusive Suite, one from the Papa-Vento Tonalite and ten from the Vila Bom Jesus Granite from Silva *et al.* (2013). The samples were classified according to Le Maitre (2002) Q-A-P diagram (Figure 4). The samples of the Flexal Intrusive Suite have dioritic to tonalitic and granodioritic composition, besides two syenogranite samples. Only two samples of Papa-Vento Tonalite are available with monzogranitic and granodioritic composition. The samples of the Vila Bom Jesus Granite also plot within monzogranitic and granodioritic fields.

For the six SJJ-samples petrographic results as the basic mineralogical composition of the rocks, features such as texture, size of crystals, types and intensity of alteration, deformations, secondary phases and interaction between the crystals were also described.

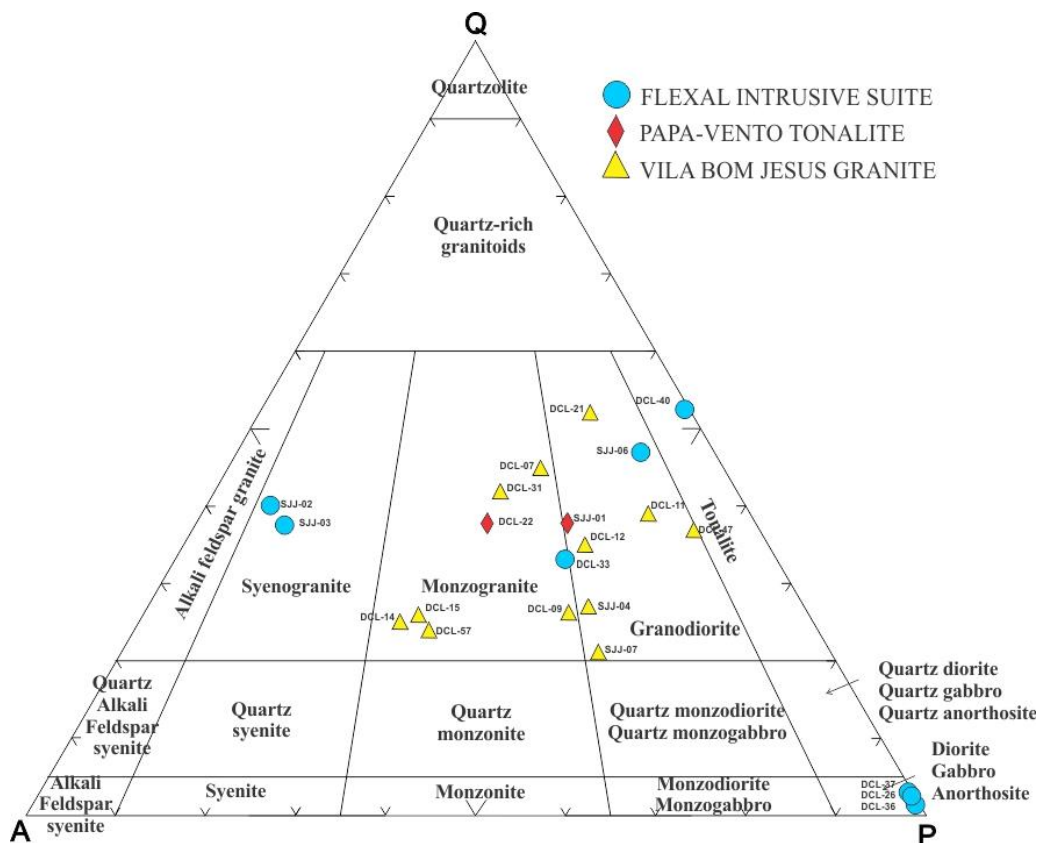


Figure 4 - QAP diagram for plutonic rocks (Le Maitre, 2002). The samples from Silva *et al.* (2013) besides the samples of this paper are plotted in the diagram.

Syenogranites (SJJ-02; SJJ-03) and granodioritic orthogneiss (SJJ-06) samples of Flexal Intrusive Suite

Samples SJJ-03 and SJJ-02 (Figure 5A-B) and SJJ-06 (Figure 5C) were classified as syenogranites and a granodioritic orthogneiss, respectively. The syenogranites have a granular

allotriomorphic microtextures and perthitic texture (SJJ-02) may be locally observed, and the granodioritic orthogneiss is a foliated gray-rock with fine- to medium-grained crystals. The orthogneiss has an inequigranular granoblastic texture. Biotite, epidote and zircon occur as accessory minerals, plagioclase crystals have an almond shape and the mylonitic foliation is defined by the preferential parallel arrangement of the mafic minerals.

Monzogranite (SJJ-01) sample of Papa-Vento Tonalite

The sample SJJ-01 ([Figure 5D](#)) is a monzogranite. It is a whitish gray-colored rocks with medium- to coarse-grained crystals with biotite and amphibole. The accessory minerals are zircon and allanite. Sericite and clay minerals are alteration products mostly of K-feldspar and plagioclase. The rock has secondary chlorite and sericite. The presence of mimerquitic texture (SJJ-01) may be locally described.

Granodiorite (SJJ-04) and (SJJ-07) samples of Vila Bom Jesus Granite

Samples SJJ-04 ([Figure 5E](#)) and SJJ-07 ([Figure 5F](#)) were both classified as granodiorites. These are whitish- to greenish-gray colored rocks with medium- to coarse-grained crystals with biotite and amphibole. Titanite and zircon as accessory minerals. In the granodiorite (SJJ-04) the K-feldspar is strongly altered to sericite and clay-minerals. In the granodiorite (SJJ-07) the largest crystals of plagioclase are almond-shaped and follow the mylonitic fabric formed by the preferential parallel arrangement of the mafic minerals.

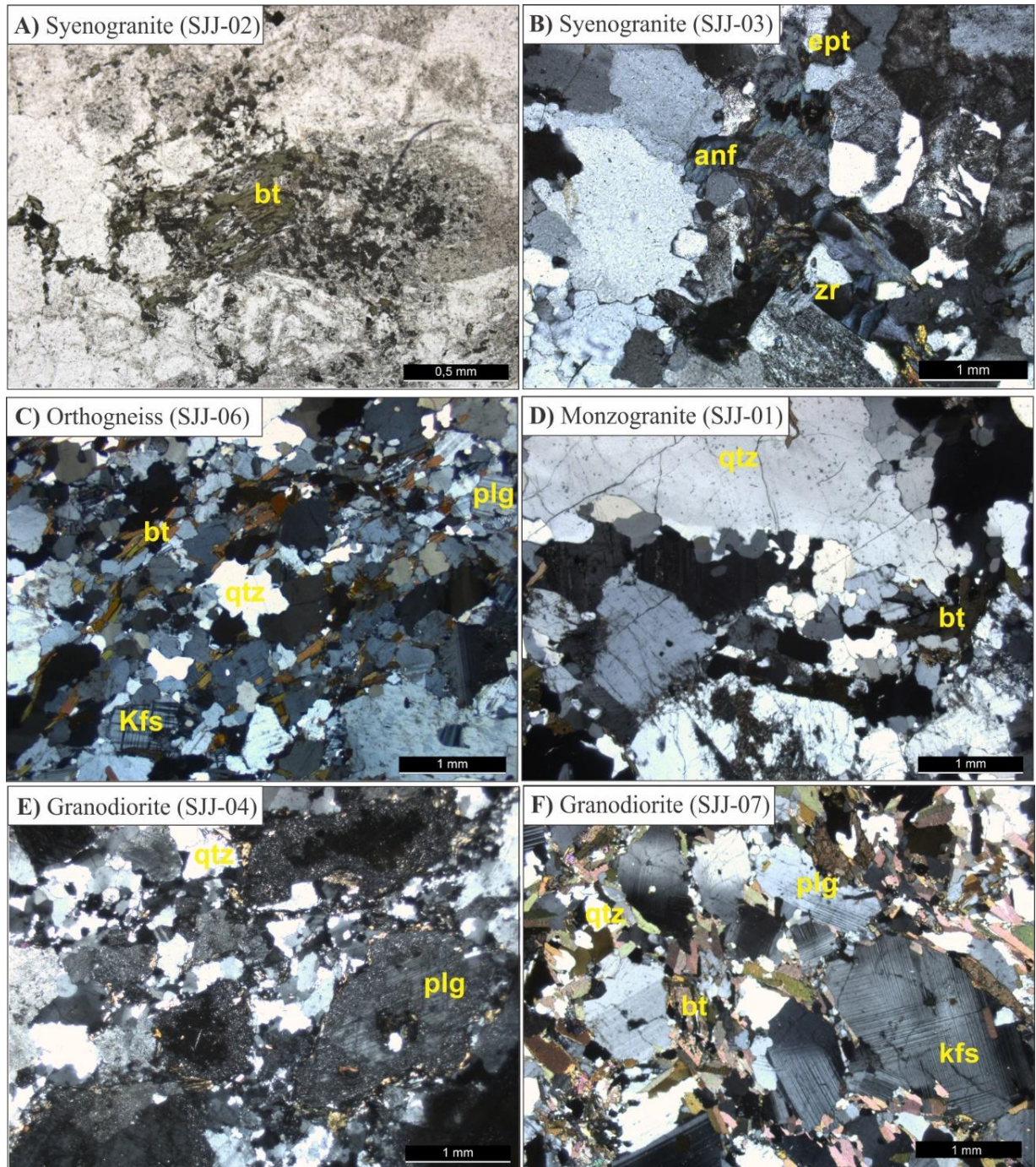


Figure 5 - Photomicrographs of the Flexal Intrusive Suite (SJJ-02-A; SJJ03-B; SJJ06-C), Papa-Vento Tonalite (SJJ01-D) and Vila Bom Jesus Granite (SJJ04-E; SJJ07-F) samples. A) Syenogranite with chloritized amphibole and intense alteration to sericite and clay minerals; B) Syenogranite with altered amphibole, mymerquitic texture occurs locally; C) Orthogneiss with mylonite foliation and recrystallized quartz; D) Allotriomorphic texture, fractured crystals and alteration to chlorite and sericite; E) Recrystallized quartz and intensely altered plagioclase; F) Mylonitic fabric evidenced by mafic minerals and almond feldspar crystals. *Kfs*: *k-feldspar*; *Plg*: *plagioclase*; *Qtz*: *quartz*; *Bt*: *biotite*; *Anf*: *amphibole*; *Ept*: *epidote*; *Zr*: *zircon*.

4.2 GEOCHEMISTRY

The whole-rock major and trace element for the studied samples and the previous geochemical data for the Flexal Intrusive Suite, Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite from Silva *et al.* (2013) that were reassessed are listed in [Table 2](#).

4.2.1 Major Oxides

According to the diagram $P=K-(N+Ca)$ vs. $Q=(Si/3(K+Na+2Ca/3))$ from Debon and Lefort (1983) the Flexal Intrusive Suite encompasses a large compositional range, with rocks varying from gabbros to monzogranites. The Papa-Vento Tonalite correspond to a monzogranite and a tonalite, and the Vila Bom Jesus Granite samples are distributed among the fields of tonalite to monzogranite ([Figure 6A](#)).

In the SiO_2 vs. K_2O diagram of Peccerillo and Taylor (1976) most rocks of the Flexal Intrusive Suite show affinity with the calc-alkaline series, while most Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite samples, show affinity with the high-K calc-alkaline series ([Figure 6B](#)).

In the alumina saturation index diagram, $A/NK (Al_2O/Na_2O+K_2O)$ vs. $A/CNK (Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)$ of Maniar and Piccoli (1989) the samples from Flexal Intrusive Suite show peraluminous to metaluminous signature, while the Papa-Vento Tonalite and Bom Jesus Granite samples are peraluminous, except for one sample of the Vila Bom Jesus Granite, that is slightly metaluminous ([Figure 6C](#)).

In the AFM diagram of Irvine & Baragar (1971) the Flexal Intrusive Suite rocks are preferably within the calc-alkaline field, except for one sample and the Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite samples are all in the calc-alkaline field ([Figure 6D](#)).

4.2.2 Trace elements

The multielements diagram was arranged according to Pearce *et al.* (1984) standardized in relation to Ocean Ridge Granites (ORG).

The samples from all units are rich in LILE and have low concentrations of HFSE. Typically, the rocks of all granitoid suites show high contents of Rb, Ba and Th and negative anomalies for Ta, Nb, Zr, Y and Yb. ([Figure 7A](#)).

In the Rare Earth elements (REE) diagram normalized to the chondrite values of Evensen *et al.* (1978), all granitoids display enrichment of light rare earth elements (LREE) in relation to heavy rare earth elements (HREEs) ([Figure 7B](#)). For the Flexal Intrusive Suite samples, the variation of REE contents is between 79.92 and 375.39 ppm with a weak Eu

negative anomaly $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.49 - 1.99$ and a $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratio = $4.52 - 65.77$, indicating a low to moderate REE fractionation. The sum of REE contents for Papa-Vento Tonalite samples range between 215.03 - 224.76 ppm. The $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratios range from 22.86 to 48.49 and also present a weak to moderate negative anomaly of Eu $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.66 - 0.83$. For the Vila Bom Jesus Granite the REE contents range between 82.75 and 296.41 ppm, with a weak negative anomaly of Eu $[(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.64 \text{ to } 1.03]$. The La/Lu ratio marks a moderate fractionation degree $(\text{La}/\text{Lu})_N = 7.42 \text{ to } 68.51$.

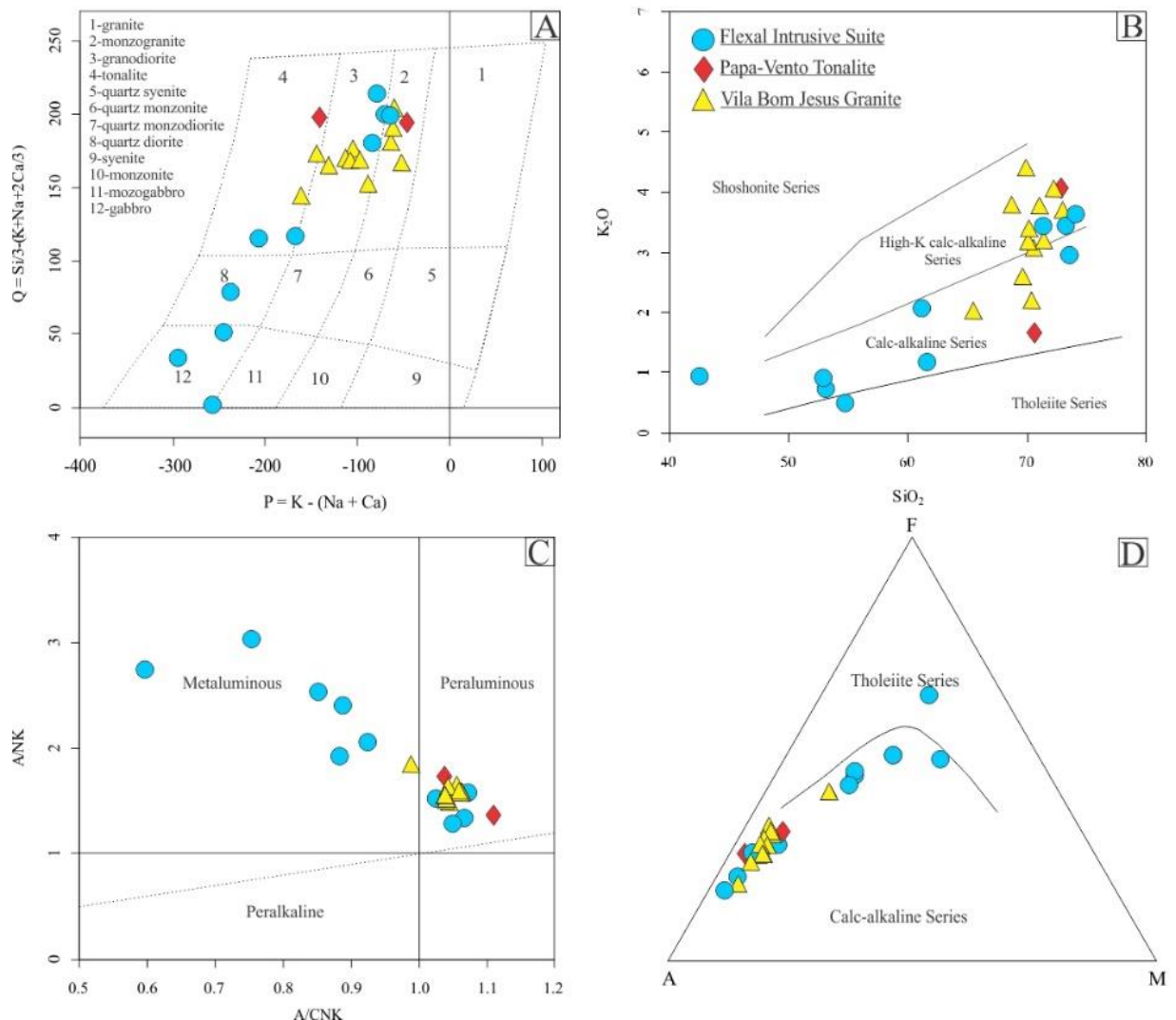


Figure 6 - Classification diagrams: (A) $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ vs. $Q = (\text{Si}/3 \cdot (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3))$ diagram from Debon and Lefort (1983); (B) SiO_2 vs. K_2O diagram from Peccerillo and Taylor (1976); (C) Index saturation in alumina diagram $\text{ANK} (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs. $\text{A/CNK} (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ from Maniar and Piccoli (1989); (D) AFM diagram from Irvine & Baragar (1971).

Table 2 - Geochemical data from this work and Silva *et al.* (2013) for Flexal Intrusive Suite, Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite. (continue)

Unit	Flexal Intrusive Suite										Papa-Vento Tonalite	
Rock type	SYG	MZG	OTG	DT	GDT	TON	MFE	TRD	DT	DT	TON	MZG
Sample	SJJ-02	SJJ-03	SJJ-06	DCL-26	DCL-33	DCL-36	DCL-37	DCL-40	DCL-43A	DCL-43B	SJJ-01	DCL-22
SiO ₂ (%)	73.7	73.2	73.5	52.92	71.31	61.5	42.47	61.15	53.09	54.56	70.6	72.86
TiO ₂	0.17	0.21	0.34	0.88	0.22	0.67	2.33	1.26	0.95	1.3	0.42	0.22
Al ₂ O ₃	12.95	12.9	13.05	18.8	14.9	16.83	14.91	15.69	16.58	20.91	14	13.66
Fe ₂ O ₃	1.58	2.05	3	9.15	2.74	6.81	16.62	6.59	9.28	5.53	3.04	2.88
FeO												
MnO	0.05	0.04	0.05	0.13	0.3	0.1	0.24	0.08	0.15	0.1	0.06	0.06
MgO	0.29	0.35	0.76	3.62	0.57	2.12	5.1	2.31	5.44	1.88	0.73	0.35
CaO	1.31	1.36	2.31	7.4	2.5	5.51	10.85	5.32	9.13	8.98	2.98	1.31
Na ₂ O	3.66	3.62	3.2	4.13	3.47	4.18	2.66	3.56	2.82	4.61	3.82	3.38
K ₂ O	3.63	3.42	2.96	0.91	3.44	1.18	0.95	2.08	0.73	0.59	1.66	4.06
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.11	0.29	0.09	0.31	2.35	1.05	0.33	0.45	0.14	4.06
LOI	0.63	0.7	0.5	1.5	0.4	0.5	1.2	0.5	1.2	0.9	0.63	0.9
Sum	98	97.9	99.8	99.73	99.94	99.71	99.68	99.59	99.7	99.81	98.1	103.74
FeOt/FeOt+MgO	0.83	0.84	0.78	0.69	0.81	0.74	0.75	0.72	0.61	0.73	0.79	1
Ba	986	1380	1415	383	1609	760	329	1108	329	216	1170	1420
Rb	112.5	100.5	84.2	31.6	74.4	34.4	25.9	77.3	14.1	12.3	90.1	117.7
Sr	239	265	334	859.8	449.5	807.4	614.6	618.6	734.6	981.7	528	303.4
Zr	123	191	172	79.3	194.5	139.9	42.6	701.3	99	64.3	238	196.5
Nb	10.8	10.7	7.6	31.6	4.4	6.2	4.4	22.3	4.7	10.8	7.7	9.3
Y	21.9	37.4	18.8	21.5	5.3	21.8	23	20.9	18.9	14.2	9.3	19
Ga	19.1	18.8	20.6	21.6	17.1	21.1	21.5	18.6	14.9	21.9	22.5	16.5
Ta	2.9	1.7	0.7	0.4	0.1	0.4	0.6	1	0.4	0.6	1.1	0.8
Th	10.55	11.25	11.3	1.5	13.8	6.5	3.2	11.7	4.1	1.6	11.95	14.1
U	2.89	6.76	1.34	0.7	1.4	1.2	3.9	1.6	1.5	1.5	2.61	4
V	19	18	46	165	26	111	230	115	230	90	42	16

(continuation)

Unit	Flexal Intrusive Suite										Papa-Vento Tonalite	
Rock type	SYG	SYG	OTG	DT	GDT	TON	MFE	TRD	DT	DT	MZG	MZG
Sample	SJJ-02	SJJ-03	SJJ-06	DCL-26	DCL-33	DCL-36	DCL-37	DCL-40	DCL-43A	DCL-43B	SJJ-01	DCL-22
Cr	10	10	10								10	
Cs	0.52	0.47	1.2	0.5	0.3	0.5	1.3	2.2	0.7	1.5	3.64	0.6
Hf	3.9	5.5	4.5	2.4	5.7	3.8	1.2	16.6	2.9	1.2	5.7	6.3
Sn	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	2	1
W	117	59	81								57	
La	44.4	83.8	49.2	20.5	45.8	39.4	19.4	89.1	12.2	17.8	62.5	54.2
Ce	66.6	139.5	93	45.3	65.1	67.1	46.7	165.9	28.6	35.8	98.7	99.9
Pr	7.76	14.2	10.05	6.56	7.36	8.29	6.06	18.93	3.75	4.19	10.55	10.38
Nd	27.3	52.1	34.1	27.2	23.9	30.8	32.4	73.4	18.5	20.2	37.5	33.3
Sm	4.63	8.08	5.5	5.4	2.96	5.4	6.46	9.19	3.58	3.35	5.42	4.89
Eu	0.68	1.29	1.04	1.7	0.9	1.94	2.5	1.98	1.31	2.08	1.26	0.93
Gd	3.79	8.06	3.91	5	2.18	4.97	6.25	7.37	3.45	3.04	3.99	3.74
Tb	0.61	1.07	0.6	0.75	0.24	0.76	0.91	0.87	0.56	0.45	0.46	0.55
Dy	3.48	6.23	3.28	3.94	0.98	4.12	4.25	3.83	3.28	2.43	2.09	3.06
Ho	0.71	1.18	0.65	0.76	0.19	0.81	1.02	0.84	0.74	0.54	0.37	0.57
Er	1.86	3.24	1.78	2.07	0.48	2.15	2.26	2.06	1.85	1.18	0.81	1.62
Tm	0.32	0.46	0.23	0.3	0.07	0.33	0.33	0.31	0.28	0.21	0.13	0.29
Yb	2.25	3.28	1.48	1.65	0.47	1.78	2.23	1.61	1.82	1.4	0.87	1.6
Lu	0.31	0.49	0.23	0.26	0.08	0.28	0.35	0.32	0.33	0.21	0.11	0.27
ΣREE	164.7	322.98	205.05	121.13	150.63	167.85	130.77	375.39	79.92	92.67	224.76	215.03
(Nb+Zr) _N	1.381	0.881	0.695	59.34	27.15	24.44	11.51	108.31	17.8	24.11	0.509	1.87
Eu/Eu*	0.496	0.489	0.686	0.19	0.19	0.18	0.16	0.17	0.16	0.16	0.828	0.18
(La/Yb) _N	13.32	17.24	22.44	8.39	65.77	14.94	5.87	37.35	4.52	8.58	48.49	22.86

Unit	Vila Bom Jesus Granite											(continuation)
Rock type	GDT	GDT	MZG	MZG	GDT	GDT	MZG	MZG	GDT	MZG	MZG	MZG
Sample	SJJ-04	SJJ-07	DCL-07	DCL-09	DCL-11	DCL-12	DCL-14	DCL-15	DCL-21	DCL-31	DCL-47	DCL-57
Cs	2.95	4.31	2.0	2.6	4.9	2.0	1.3	1.2	2.4	1.9	5.8	4.6
Hf	2.7	5.8	3.8	3.8	4.3	3.4	9.7	9.4	6.0	3.4	7.4	3.6
Sn	2	6	2	2	3	2	1	2	2	2	3	2
W	48	48										
La	28.1	52.2	24.5	31	47.9	20.3	70.7	79.2	44.3	32.5	41	45.8
Ce	47.1	92.4	45.1	53.9	66.5	36.3	129.1	130.7	83.9	50.2	67.9	61.5
Pr	5.48	10.55	5.2	6.14	9.22	4.12	14.14	15.24	8.72	6.4	8	8.87
Nd	19.4	18	17.3	21.1	32.4	14	46.10	51.4	29.4	20.9	26.4	29.2
Sm	3.72	7.25	2.88	3.3	5.4	2.51	7.07	7.73	4.42	3.36	3.97	4.63
Eu	0.74	1.76	0.74	0.85	1.07	0.73	1.37	1.38	1.16	0.81	0.99	0.9
Gd	3.16	6.05	2.26	2.66	4.78	1.88	5.06	5.42	3.29	2.58	3.32	3.66
Tb	0.55	0.95	0.31	0.33	0.68	0.26	0.66	0.6	0.43	0.35	0.45	0.51
Dy	3.13	5.23	1.58	1.91	3.67	1.23	3.06	2.46	2.15	1.74	2.25	2.48
Ho	0.69	1.04	0.32	0.33	0.65	0.22	0.48	0.39	0.39	0.31	0.46	0.43
Er	2.23	3.49	0.83	0.83	1.92	0.58	1.14	0.91	0.98	0.91	1.39	1.25
Tm	0.34	0.6	0.14	0.13	0.32	0.07	0.17	0.13	0.17	0.17	0.22	0.2
Yb	2.56	4.36	0.89	0.79	1.67	0.48	0.94	0.73	1.02	0.88	1.41	1.08
Lu	0.38	0.73	0.14	0.11	0.26	0.07	0.16	0.12	0.15	0.16	0.24	0.17
ΣREE	117.6	204.61	102.05	123.27	176.18	82.68	279.99	296.29	180.33	121.11	157.76	160.51
(Nb+Zr) _N	1.474	1.342	1.03	0.90	1.93	0.55	1.10	0.85	1.17	1.04	1.65	1.25
Eu/Eu*	0.660	0.812	0.19	0.18	0.20	0.18	0.18	0.19	0.18	0.20	0.19	0.21
(La/Yb) _N	7.41	8.08	18.58	26.49	19.36	28.55	50.77	73.23	29.32	24.93	19.63	28.62

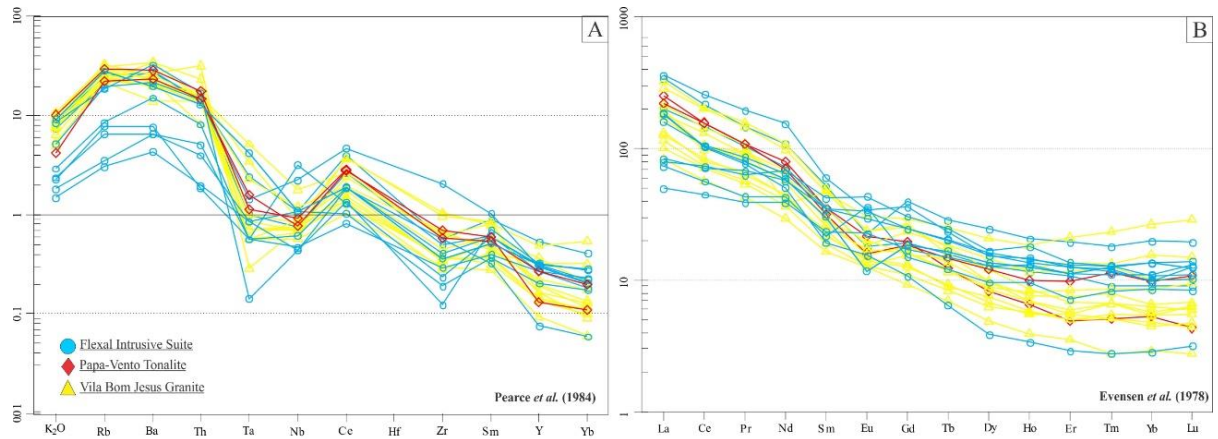


Figure 7 - (A) Multielement diagram arranged according to Pearce et al. (1984) standardized in relation to Ocean Ridge Granites (ORG); (B) Chondrite-normalized pattern for Rare Earth Elements (Evensen *et al.* 1978).

4.2.3 Tectonic environment and magmatic sources

In the diagram Rb (ppm) vs. Y + Nb (ppm) of Pearce (1996) all, the rocks are located in the fields of post-collision and/or volcanic arc granites (Figure 8A). In the R1 vs. R2 diagram the rocks from Flexal Intrusive Suite show affinity with a pre-plate collision to post-orogenic environment while the samples of the Papa-Vento Tonalite range from post-collision to mantle fractionates according to the fields proposed by Batchelor and Bowden (1985). Most of the Vila Bom Jesus samples are positioned in the syn-collision field (Figure 8B).

In the $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs. Zr diagram from Thiéblemont and Tegye (1994; Figure 9A) the samples from Flexal Intrusive Suite show $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ ratios values from 0.36 to 2.64 and plot preferably in the subduction field.

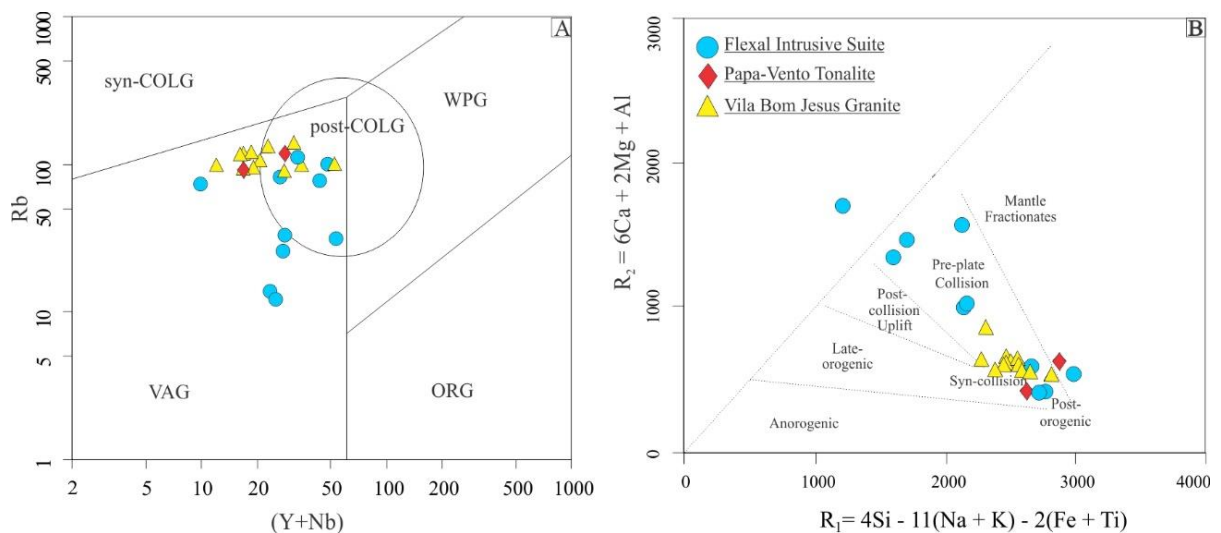


Figure 8 - (A) Rb versus Y + Nb tectonic setting diagram (Pearce 1996). *Syn-COLG*: syn-collision granites; *VAG*: volcanic arc granites; *WPG*: within-plate granites; *ORG*: ocean ridge granites; *Post-COLG*: post-collision granites; (B) R1 x R2 diagram with Batchelor e Bowden (1985) fields.

The Papa-Vento Tonalite samples display $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ ratios between 0.51 to 0.74 and show affinity with the subduction-related field. For the Vila Bom Jesus Granite samples, $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ ratios are between 0.34 to 1.47. Again, the samples plot within the subduction field except two which plots in the post-collisional field.

The Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Pearce, 1984) define the main geochemical reservoirs fields. All samples plot in the calc-alkaline basalt from continental-margin arcs field, but there is a separation between the more mafic and more felsic Flexal Intrusive Suite samples and the other two units (Figure 9B).

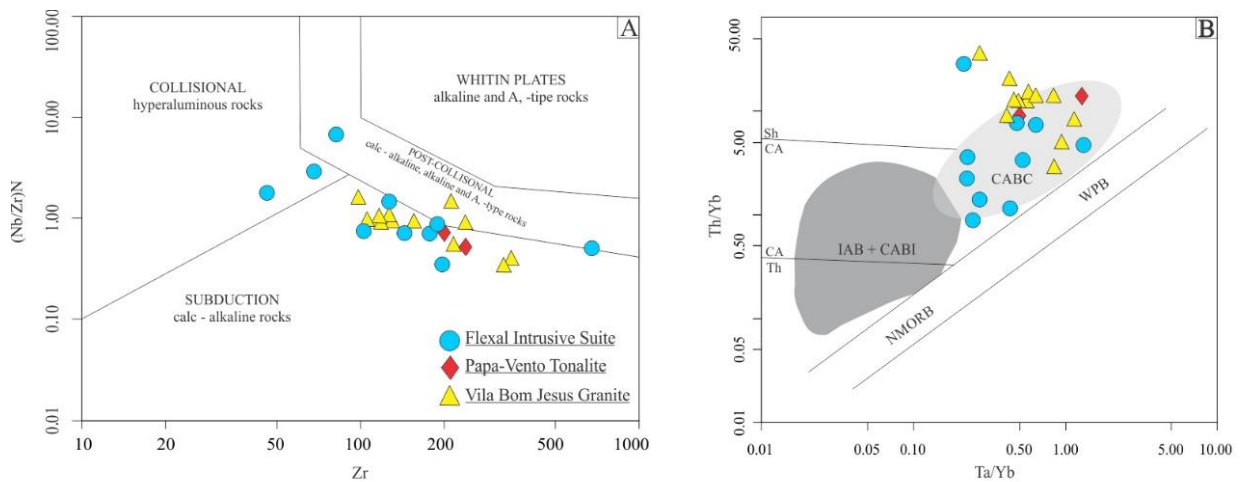


Figure 9 - (A) $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs. Zr diagram (Thiéblemont & Tegyey 1994); Nb and Zr contents are normalized with primordial mantle values (average of Hofmann 1988); (B) Th/Yb vs. Ta/Yb diagram from Pearce (1984) with the geochemical reservoirs fields. *WPB* = oceanic within-plate, *IAB-CABI* (island arc basalt and calc-alkaline basalt from island arcs), *CABC* = calc-alkaline basalt from continental-margin arcs.

The La/Yb vs. Th/Yb diagram indicates that the studied rocks are related to continental margin environment, but some samples of the Flexal Suite are in the island arc field (Figure 10A). In the Rb/Zr vs. Zr diagram (Figure 10B) that relates arc maturity with geodynamic environment, the samples fall into the field of a transition environment between the primitive island arc/continental arc, besides two samples which are in the field of normal continental arc (Condie, 1989).

4.3 ZIRCON U-Pb DATING AND Lu-Hf ISOTOPE DATA

Cathodoluminescence (CL) and backscattering (BSB) images were obtained for the selected zircon crystals for U-Pb and Lu-Hf analyses (Figure 11). Zircon U-Pb and Lu-Hf analytical data are displayed in Table 3 and Table 4, respectively, and plotted in the Concordia (Figure 12 A-F) and ϵ_{Hf} vs. time (Figure 13) diagrams. The analyses that presented

high contribution of common Pb (f_{206} values > 0.0064) as well as highly discordant points were not used in the age calculations and, therefore, not included in the table.

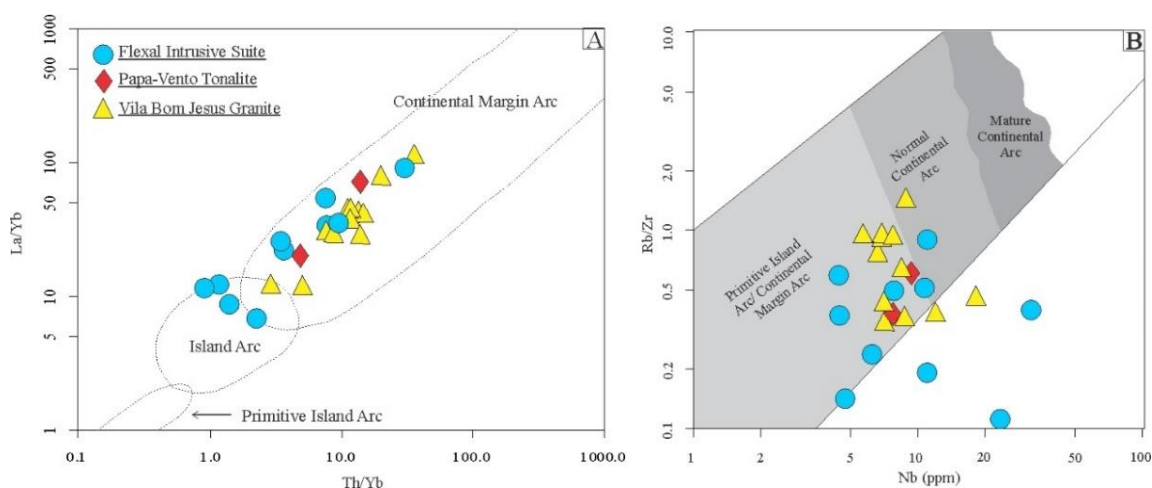


Figure 10 - (A) Th/Yb vs. La/Yb diagram; (B) Nb vs. Rb/Zr diagram, both from Condie (1989).

Syenogranite (SJJ-02) – Flexal Intrusive Suite

From this sample, thirty-two crystals, collected from the 125-175 μm granulometric fraction, were analyzed. They are predominantly subhedral and prismatic and backscattering images allow to observe fractures, inclusions and oscillatory zoning. Five crystals determined a upper intercept age of 2146 ± 59 Ma (Figure 12A) and a concordant age of 2166 ± 15 Ma was obtained with 2 grains and interpreted as crystallization age of the syenogranite (Figure 12A-insert).

Lu-Hf isotopic analyses were provided on five concordant zircon crystals. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.16\text{Ga})}$ values ranged from -5.57 to -2.12, all remaining negative, and the Hf- T_{DM}^{C} model ages between 2.86 and 3.07 Ga.

Syenogranite (SJJ-03) - Flexal Intrusive Suite

The zircons of this sample were selected from the 75-125 μm granulometric fraction. They are subhedral to anhedral pyramidal crystals. Thirty-one analyses were performed from which nineteen yielded an upper intercept age of 2165 ± 11 Ma (Figure 12B). A concordant age of 2176 ± 9 Ma (Figure 12B-insert) was obtained from seven crystals and interpreted as crystallization age.

The crystals size does not allow perform the Lu-Hf analyses once they are too small to hold a 50 μm spot after already done U-Pb analyses.

Granodioritic orthogneiss (SJJ-06) – Flexal Intrusive Suite

The crystals were collected from the 175-250 μm granulometric fraction. They are anhedral to subhedral strongly fractured with oscillatory zoning. Thirty-six crystals were analyzed from which twenty-five yielded an upper intercept of 2179 ± 7 Ma ([Figure 12C](#)). The concordant zircon crystals provided a similar age of 2176 ± 5 Ma ([Figure 12C-insert](#)) considered as the crystallization age of the igneous protolith of the gneiss.

Lu-Hf isotopic analyses were provided on twelve concordant zircon crystals. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.18\text{Ga})}$ values ranged from -5.20 to -1.94, all remaining negative, and the Hf- T_{DM}^{C} model ages between 2.86 and 3.06 Ga.

Monzogranite (SJJ-01) – Papa-Vento Tonalite

The crystals are predominantly subhedral, prismatic, with oscillatory zoning although some were found with fracture. They were collected from the 175-250 μm granulometric fraction. A total of thirty analyzes was performed of which fifteen allowed a upper intercept of 2135 ± 20 Ma ([Figure 12D](#)). The concordant zircon crystals provided an age of 2131 ± 11 Ma ([Figure 12D-insert](#)) considered as the crystallization age.

Twelve concordant zircons were analyzed for Lu-Hf isotope determination. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.13\text{Ga})}$ values are all negative and range from -5.36 to -1.40. The Hf- T_{DM}^{C} model ages are between 2.79 and 3.03 Ga.

Granodiorite (SJJ-04) - Vila Bom Jesus Granite

For this sample the crystals collected from the 125-175 μm granulometric fraction are euhedral, prismatic, intensely fractured, and display oscillatory zoning and inclusions. Inherited cores were identified in some crystals.

Twenty-two crystals were analyzed from which eight yielded an upper intercept age of 2085 ± 16 Ma ([Figure 12E](#)). Three inherited grains yielded an upper intercept age of 2190 ± 30 Ma and one older Archean grain furnished a discordant $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2.82 Ga considered as a minimum age of the inherited component ([Figure 12E](#)).

For Lu-Hf analyses eight zircons (>63% concordant) were analyzed. For the ϵ_{Hf} and calculations of Hf- T_{DM}^{C} model age of the I5 crystal, the 2190 ± 30 Ma age was used. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.09\text{Ga})}$ values are all negative and range from -4.38 to -10.09. The Hf- T_{DM}^{C} model ages range between 2.93 and 3.82 Ga and for the I5 crystal the $\epsilon_{\text{Hf}(2.19\text{Ga})}$ was of -6.7 and the Hf- T_{DM}^{C} was 3.16 Ga.

Granodiorite (SJJ-07) – Vila Bom Jesus Granite

Thirty crystals were analyzed from the 175-250 μm granulometric fraction, these are subhedral prismatic crystals with oscillatory zoning and weak fracturing. Twenty-eight yielded an upper intercept of 2081 ± 6 Ma ([Figure 12F](#)). The concordant zircon crystals provided a similar age of 2078 ± 8 Ma ([Figure 12F-insert](#)) that we considered as the crystallization age of the granodiorite.

Twelve concordant zircon crystals were analyzed for Lu-Hf isotopic determination. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.08\text{Ga})}$ values are strongly negative and the lowest of all the analysed samples ($-15.65 < \epsilon_{\text{Hf}(2.08)} < -9.84$). The corresponding Hf- T_{DM}^{C} model ages range between 3.27 and 3.63 Ga.

4.4 Sm-Nd ISOTOPE DATA

Sm-Nd whole-rock analyses were performed on five samples of the studied units both, the orthogneiss (SJJ-06) and the mozogranite (SJJ-03) from the Flexal Intrusive Suite, the tonalite (SJJ-01) from Papa-Vento Tonalite and the monzogranite (SJJ-04) and tonalite (SJJ-07) from Vila Bom Jesus Granite.

The results are displayed in the $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ vs. time diagram ([Figure 14](#)) and listed in [Table 5](#). The values were calculated from the crystallization U-Pb ages of each sample. The data from the Flexal Intrusive Suite showed Nd- $T_{(\text{DM})}$ model ages of 2.63 and 2.72 Ga and negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values -2.74 to -4.34. The Papa-Vento Tonalite sample furnished a Nd- $T_{(\text{DM})}$ model age of 2.65 Ga and a negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ value of -4.41 and the Vila Bom Jesus Granite samples showed Nd- $T_{(\text{DM})}$ model ages of 2.65 and 2.87 Ga and negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values -2.74 to -4.34.

Therefore, Sm-Nd whole-rock isotopic data showed Meso- to Neoproterozoic Nd- $T_{(\text{DM})}$ model ages ranging from 2.63 to 2.87 Ga and negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values -3.68 to -5.43.

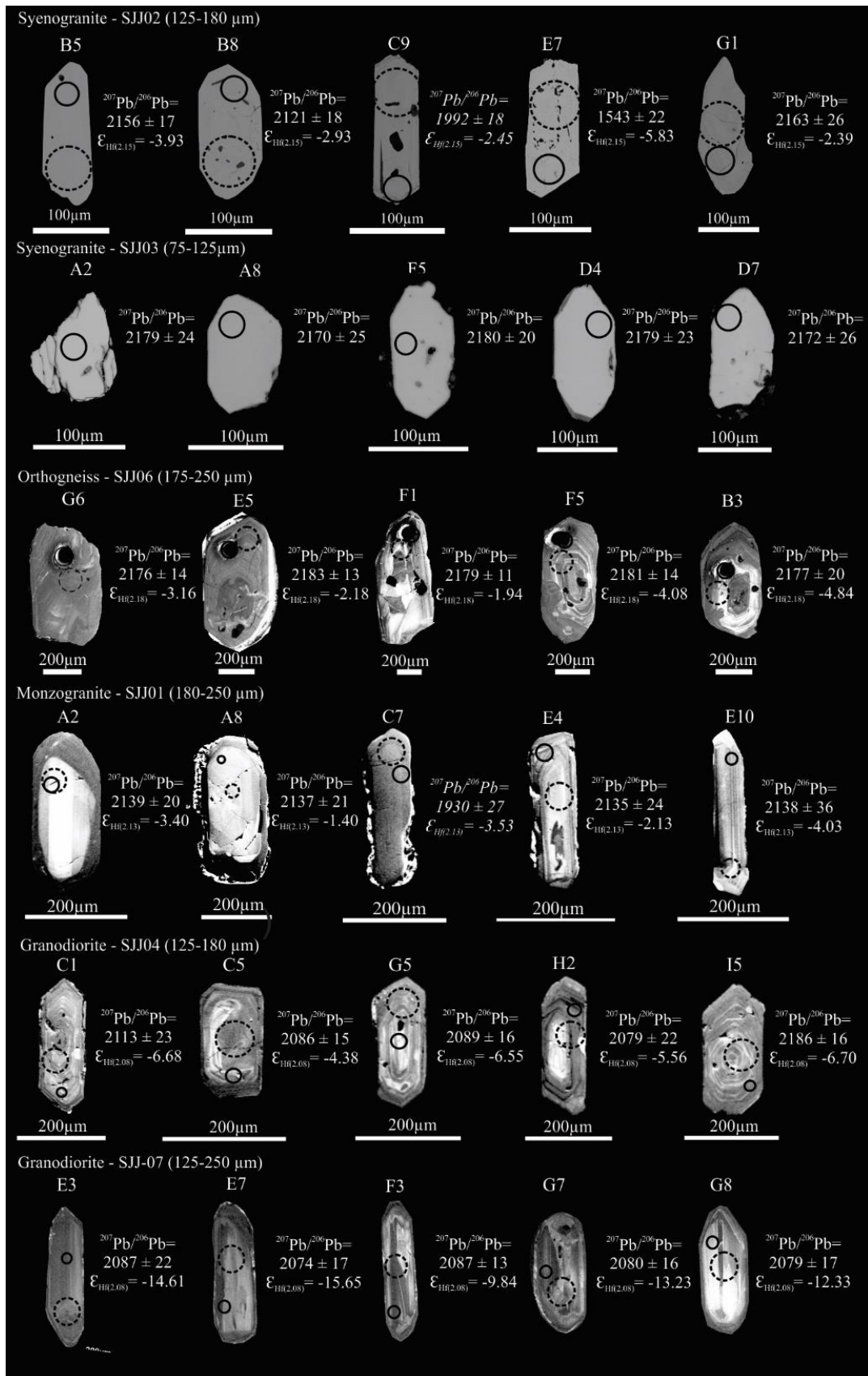


Figure 11 - Representative cathodoluminescence and backscattering images of the analysed zircon grains. Continuous circles represent the U-Pb analyzed spots (25 μm) and the dashed circles the Lu-Hf spots (50 μm) by LA-ICP-MS.

Table 3 - U-Pb zircon data by LA-MC-ICP of the units. The italics data represent the analyzes not used in the age calculation.

(continue)

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^e (%)
<i>Flexal Intrusive Suite</i>																			
<i>Syenogranite (SJJ-02)</i>																			
B5	0.0004	18.5	16.0	34.8	0.46	7.45	1.19	0.40	0.89	0.74	0.13	0.80	2177.6	19.3	2166.7	25.8	2156.3	17.1	101.0
G1	0.0033	14.2	7.8	34.4	0.23	7.44	1.40	0.40	0.70	0.50	0.13	1.21	2168.7	15.3	2165.7	30.3	2162.9	26.1	100.3
B8	<i>0.0037</i>	<i>22.1</i>	<i>18.0</i>	<i>74.6</i>	<i>0.24</i>	<i>7.12</i>	<i>1.39</i>	<i>0.39</i>	<i>1.10</i>	<i>0.80</i>	<i>0.13</i>	<i>0.84</i>	<i>2131.2</i>	<i>23.5</i>	<i>2126.2</i>	<i>29.5</i>	<i>2121.4</i>	<i>17.8</i>	<i>100.5</i>
E3	<i>0.0048</i>	<i>21.5</i>	<i>19.6</i>	<i>88.9</i>	<i>0.22</i>	<i>4.46</i>	<i>1.56</i>	<i>0.26</i>	<i>1.24</i>	<i>0.79</i>	<i>0.13</i>	<i>0.95</i>	<i>1473.0</i>	<i>18.3</i>	<i>1722.6</i>	<i>26.9</i>	<i>2041.0</i>	<i>19.4</i>	<i>72.2</i>
B10	<i>0.0056</i>	<i>17.0</i>	<i>17.9</i>	<i>62.5</i>	<i>0.29</i>	<i>5.22</i>	<i>1.40</i>	<i>0.28</i>	<i>0.81</i>	<i>0.58</i>	<i>0.13</i>	<i>1.14</i>	<i>1616.2</i>	<i>13.0</i>	<i>1855.9</i>	<i>26.0</i>	<i>2136.2</i>	<i>24.4</i>	<i>75.7</i>
<i>Syenogranite (SJJ-03)</i>																			
A2	0.0048	6.8	4.7	12.8	0.37	7.58	1.55	0.40	1.08	0.69	0.14	1.12	2184.9	23.5	2182.0	33.9	2179.3	24.4	100.3
A8	0.0014	6.6	5.6	12.7	0.44	7.52	1.71	0.40	1.27	0.74	0.14	1.14	2181.1	27.7	2175.8	37.2	2170.8	24.8	100.5
D4	0.0009	11.1	7.5	23.9	0.32	7.56	1.18	0.40	0.56	0.48	0.14	1.04	2181.0	12.3	2179.7	25.7	2178.6	22.6	100.1
D7	0.0028	6.8	4.9	15.0	0.33	7.47	1.39	0.40	0.74	0.53	0.14	1.18	2166.0	16.0	2169.2	30.2	2172.2	25.6	99.7
D9	0.0054	9.9	10.9	19.5	0.56	7.50	1.31	0.40	0.78	0.60	0.14	1.05	2164.8	17.0	2172.7	28.4	2180.1	22.8	99.3
F5	0.0026	17.6	29.1	32.3	0.91	7.55	1.35	0.40	0.96	0.71	0.14	0.94	2178.0	20.9	2178.9	29.3	2179.7	20.5	99.9
G6	0.0012	12.0	10.9	23.6	0.47	7.54	1.32	0.40	0.85	0.64	0.14	1.01	2179.2	18.5	2178.0	28.8	2176.8	22.1	100.1
A3	<i>0.0011</i>	<i>28.0</i>	<i>19.6</i>	<i>74.3</i>	<i>0.27</i>	<i>6.46</i>	<i>1.10</i>	<i>0.35</i>	<i>0.80</i>	<i>0.72</i>	<i>0.13</i>	<i>0.76</i>	<i>1954.5</i>	<i>15.6</i>	<i>2040.4</i>	<i>22.5</i>	<i>2128.3</i>	<i>16.2</i>	<i>91.8</i>
A4	<i>0.0058</i>	<i>22.7</i>	<i>30.9</i>	<i>80.8</i>	<i>0.39</i>	<i>3.93</i>	<i>1.16</i>	<i>0.22</i>	<i>0.75</i>	<i>0.65</i>	<i>0.13</i>	<i>0.88</i>	<i>1297.1</i>	<i>9.7</i>	<i>1620.1</i>	<i>18.8</i>	<i>2069.5</i>	<i>18.3</i>	<i>62.7</i>
B4	<i>0.0027</i>	<i>12.3</i>	<i>8.0</i>	<i>27.4</i>	<i>0.29</i>	<i>6.76</i>	<i>1.30</i>	<i>0.37</i>	<i>0.97</i>	<i>0.75</i>	<i>0.13</i>	<i>0.86</i>	<i>2030.4</i>	<i>19.7</i>	<i>2080.6</i>	<i>27.0</i>	<i>2130.6</i>	<i>18.3</i>	<i>95.3</i>
B7	<i>0.0050</i>	<i>16.5</i>	<i>17.5</i>	<i>42.0</i>	<i>0.42</i>	<i>7.01</i>	<i>1.00</i>	<i>0.38</i>	<i>0.58</i>	<i>0.58</i>	<i>0.13</i>	<i>0.82</i>	<i>2074.9</i>	<i>12.0</i>	<i>2112.7</i>	<i>21.2</i>	<i>2149.7</i>	<i>17.6</i>	<i>96.5</i>
B8	<i>0.0043</i>	<i>23.8</i>	<i>51.7</i>	<i>86.2</i>	<i>0.60</i>	<i>3.24</i>	<i>2.03</i>	<i>0.19</i>	<i>1.72</i>	<i>0.85</i>	<i>0.12</i>	<i>1.08</i>	<i>1124.6</i>	<i>19.4</i>	<i>1466.9</i>	<i>29.8</i>	<i>2004.8</i>	<i>21.6</i>	<i>56.1</i>
C5	<i>0.0047</i>	<i>27.6</i>	<i>39.8</i>	<i>104.1</i>	<i>0.38</i>	<i>4.17</i>	<i>1.69</i>	<i>0.24</i>	<i>1.39</i>	<i>0.82</i>	<i>0.13</i>	<i>0.96</i>	<i>1375.7</i>	<i>19.2</i>	<i>1667.5</i>	<i>28.2</i>	<i>2057.4</i>	<i>19.8</i>	<i>66.9</i>
E10	<i>0.0043</i>	<i>28.3</i>	<i>49.6</i>	<i>108.4</i>	<i>0.46</i>	<i>3.86</i>	<i>1.19</i>	<i>0.22</i>	<i>0.69</i>	<i>0.58</i>	<i>0.13</i>	<i>0.97</i>	<i>1296.3</i>	<i>9.0</i>	<i>1604.4</i>	<i>19.1</i>	<i>2036.6</i>	<i>19.7</i>	<i>63.7</i>
F1	<i>0.0040</i>	<i>97.0</i>	<i>99.9</i>	<i>239.4</i>	<i>0.42</i>	<i>5.43</i>	<i>1.41</i>	<i>0.30</i>	<i>1.16</i>	<i>0.82</i>	<i>0.13</i>	<i>0.80</i>	<i>1702.7</i>	<i>19.7</i>	<i>1889.9</i>	<i>26.6</i>	<i>2102.3</i>	<i>16.9</i>	<i>81.0</i>
F10	<i>0.0011</i>	<i>3.1</i>	<i>1.9</i>	<i>6.8</i>	<i>0.29</i>	<i>7.37</i>	<i>2.08</i>	<i>0.39</i>	<i>1.55</i>	<i>0.75</i>	<i>0.14</i>	<i>1.38</i>	<i>2129.0</i>	<i>33.0</i>	<i>2157.0</i>	<i>44.8</i>	<i>2183.7</i>	<i>30.2</i>	<i>97.5</i>
G3	<i>0.0028</i>	<i>21.4</i>	<i>30.1</i>	<i>72.5</i>	<i>0.42</i>	<i>4.40</i>	<i>1.76</i>	<i>0.26</i>	<i>1.36</i>	<i>0.77</i>	<i>0.12</i>	<i>1.11</i>	<i>1470.0</i>	<i>20.0</i>	<i>1712.3</i>	<i>30.1</i>	<i>2022.9</i>	<i>22.5</i>	<i>72.7</i>
H7	<i>0.0017</i>	<i>15.9</i>	<i>15.0</i>	<i>36.2</i>	<i>0.42</i>	<i>6.37</i>	<i>1.30</i>	<i>0.34</i>	<i>0.86</i>	<i>0.66</i>	<i>0.13</i>	<i>0.97</i>	<i>1901.8</i>	<i>16.3</i>	<i>2027.9</i>	<i>26.3</i>	<i>2158.9</i>	<i>21.0</i>	<i>88.1</i>
E5	<i>0.0021</i>	<i>12.1</i>	<i>13.6</i>	<i>34.8</i>	<i>0.39</i>	<i>5.39</i>	<i>1.07</i>	<i>0.30</i>	<i>0.57</i>	<i>0.53</i>	<i>0.13</i>	<i>0.90</i>	<i>1682.0</i>	<i>9.6</i>	<i>1883.5</i>	<i>20.1</i>	<i>2113.5</i>	<i>19.1</i>	<i>79.6</i>

(continuation)

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (%)	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (%)	1 σ	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d (%)	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (abs)	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (abs)	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (abs)	1 σ	Conc. ^e (%)
<i>Orthogneiss (SJJ-06)</i>																			
A1	0.0064	14.2	12.9	27.4	0.47	7.60	0.74	0.41	0.35	0.47	0.14	0.65	2193.5	7.7	2185.1	16.2	2177.2	14.3	100.7
F1	0.0011	25.9	31.7	51.6	0.62	7.55	0.63	0.40	0.35	0.55	0.14	0.53	2179.5	7.5	2179.5	13.8	2179.5	11.5	100.0
E2	0.0005	31.6	26.6	67.7	0.39	7.56	0.90	0.40	0.57	0.63	0.14	0.69	2180.5	12.4	2180.1	19.5	2179.7	15.1	100.0
B3	0.0062	7.5	12.1	15.1	0.81	7.51	1.01	0.40	0.39	0.38	0.14	0.93	2171.1	8.4	2174.2	22.0	2177.2	20.3	99.7
B4	0.0002	37.7	34.9	78.7	0.45	7.57	0.78	0.40	0.51	0.66	0.14	0.59	2178.8	11.2	2181.7	17.0	2184.4	12.8	99.7
A5	0.0002	34.8	27.1	73.5	0.37	7.50	0.73	0.40	0.43	0.59	0.14	0.59	2166.7	9.4	2173.3	15.9	2179.5	12.8	99.4
E5	0.0015	31.9	25.5	67.6	0.38	7.51	0.74	0.40	0.43	0.59	0.14	0.60	2163.7	9.4	2173.8	16.1	2183.3	13.1	99.1
F5	0.0012	19.2	13.8	34.7	0.40	7.52	0.76	0.40	0.37	0.49	0.14	0.66	2171.1	8.1	2176.0	16.5	2180.6	14.4	99.6
G6	0.0013	22.0	12.2	48.9	0.25	7.52	0.68	0.40	0.28	0.41	0.14	0.62	2175.4	6.2	2175.5	14.9	2175.7	13.6	100.0
D2	0.0035	24.8	26.5	58.2	0.46	6.74	0.90	0.37	0.52	0.58	0.13	0.73	2014.2	10.4	2078.2	18.6	2142.3	15.7	94.0
B2	0.0036	17.4	16.9	41.9	0.41	5.91	1.21	0.33	0.98	0.81	0.13	0.70	1826.4	17.9	1963.0	23.7	2110.2	14.8	86.6
C3	0.0067	9.5	13.4	20.0	0.68	7.10	1.30	0.38	0.78	0.60	0.14	1.03	2072.7	16.3	2124.5	27.6	2175.1	22.5	95.3
D3	0.0021	15.4	5.6	35.0	0.16	6.92	0.88	0.38	0.50	0.57	0.13	0.73	2059.5	10.4	2101.5	18.6	2142.9	15.6	96.1
F3	0.0022	32.6	48.3	83.4	0.58	5.81	1.06	0.32	0.86	0.81	0.13	0.62	1771.1	15.2	1947.9	20.7	2141.4	13.3	82.7
J4	0.0021	39.6	79.7	96.2	0.83	7.05	0.65	0.38	0.29	0.44	0.14	0.58	2059.5	6.0	2117.8	13.8	2174.8	12.7	94.7
<i>Papa-Vento Tonalite</i>																			
<i>Monzogranite (SJJ-01)</i>																			
A2	0.0018	6.8	7.1	15.1	0.48	7.16	1.28	0.39	0.70	0.55	0.13	1.08	2125.0	14.9	2132.1	27.4	2139.0	23.0	99.3
A8	0.0006	10.2	9.1	21.6	0.42	7.20	1.18	0.39	0.62	0.53	0.13	1.00	2135.1	13.3	2136.2	25.1	2137.2	21.3	99.9
E4	0.0010	9.5	8.2	21.4	0.39	7.17	1.28	0.39	0.62	0.48	0.13	1.12	2130.6	13.2	2132.9	27.3	2135.1	23.9	99.8
E10	0.0025	6.4	13.1	11.8	1.12	7.15	1.92	0.39	0.90	0.47	0.13	1.70	2121.5	19.1	2129.9	40.9	2138.1	36.3	99.2
G10	0.0014	9.7	8.3	22.9	0.36	7.22	1.17	0.39	0.78	0.67	0.13	0.87	2138.5	16.6	2138.4	24.9	2138.3	18.6	100.0
A10	0.0013	18.3	15.2	53.4	0.29	5.04	1.22	0.30	0.60	0.49	0.12	1.07	1675.6	10.0	1826.6	22.4	2003.4	21.4	83.6
B5	0.0009	16.3	11.9	45.1	0.27	6.15	1.14	0.35	0.64	0.56	0.13	0.94	1939.0	12.3	1997.4	22.7	2058.4	19.4	94.2
B9	0.0008	16.0	16.5	39.4	0.42	5.96	1.43	0.34	0.93	0.65	0.13	1.09	1901.7	17.8	1969.5	28.2	2041.4	22.2	93.2
B10	0.0006	17.4	10.5	46.8	0.23	5.49	1.29	0.32	0.77	0.60	0.12	1.04	1788.8	13.8	1898.8	24.6	2021.3	21.0	88.5
C2	0.0046	16.6	12.7	35.1	0.37	5.95	1.22	0.34	0.56	0.46	0.13	1.08	1890.4	10.6	1967.9	24.0	2050.3	22.2	92.2
C6	0.0012	11.5	8.6	26.1	0.33	6.81	1.04	0.37	0.47	0.45	0.13	0.93	2040.9	9.5	2087.4	21.7	2133.6	19.9	95.7

(continuation)

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	Conc. ^e (%)
D2	0.0011	11.7	9.8	30.1	0.33	6.29	1.33	0.36	0.64	0.48	0.13	1.17	1964.0	12.6	2017.7	26.9	2073.2	24.3	94.7
E7	0.0044	28.6	24.2	86.1	0.28	5.24	1.21	0.31	0.53	0.44	0.12	1.09	1732.4	9.2	1858.7	22.6	2003.2	21.9	86.5
E8	0.0024	20.2	15.4	65.1	0.24	5.05	1.35	0.30	0.73	0.54	0.12	1.13	1703.0	12.5	1828.2	24.7	1974.0	22.3	86.3
F9	0.0022	16.5	30.6	56.6	0.54	5.41	1.69	0.32	1.19	0.71	0.12	1.19	1792.1	21.3	1886.3	31.8	1991.6	23.8	90.0
Vila Bom Jesus Granite																			
<i>Granodiorite (SJJ-04)</i>																			
B4	0.0043	19.7	24.3	42.3	0.58	6.33	1.02	0.35	0.43	0.42	0.13	0.92	1956.4	8.4	2023.0	20.6	2091.6	19.3	93.5
C1	0.0024	40.8	21.7	66.8	0.33	6.73	1.24	0.37	0.59	0.48	0.13	1.09	2041.0	12.1	2077.0	25.8	2112.9	23.1	96.6
C5	0.0005	55.0	36.2	129.7	0.28	6.12	1.20	0.34	0.95	0.80	0.13	0.73	1905.7	18.2	1993.7	23.9	2086.3	15.2	91.3
D7	0.0050	42.9	11.5	107.4	0.11	6.09	0.89	0.34	0.52	0.59	0.13	0.72	1894.5	9.9	1988.6	17.7	2087.9	15.0	90.7
D8	0.0026	84.9	87.4	295.5	0.30	4.85	0.96	0.27	0.67	0.69	0.13	0.69	1532.3	10.2	1793.9	17.3	2113.1	14.6	72.5
G5	0.0028	56.1	52.9	137.4	0.39	5.71	0.90	0.32	0.45	0.50	0.13	0.78	1791.7	8.1	1933.5	17.4	2089.0	16.2	85.8
G6	0.0020	30.6	10.8	38.2	0.28	6.61	1.22	0.37	0.79	0.65	0.13	0.93	2032.0	16.1	2060.4	25.1	2088.9	19.4	97.3
H2	0.0054	57.7	56.7	140.1	0.41	5.70	1.20	0.32	0.57	0.48	0.13	1.05	1795.4	10.3	1930.7	23.1	2079.3	21.9	86.3
H5	0.0003	51.4	17.9	86.8	0.21	12.94	0.98	0.47	0.83	0.84	0.20	0.53	2492.0	20.6	2675.5	26.2	2817.3	14.9	88.5
C7	0.0034	82.7	67.8	225.3	0.30	5.58	0.79	0.29	0.39	0.50	0.14	0.69	1662.2	6.5	1913.1	15.1	2197.2	15.1	75.7
F3	0.0007	15.6	12.1	34.1	0.36	6.94	1.21	0.36	0.70	0.58	0.14	0.99	2003.7	14.0	2103.2	25.5	2201.9	21.8	91.0
I5	0.0014	67.8	38.2	143.5	0.27	6.89	0.86	0.37	0.42	0.49	0.14	0.75	2009.0	8.5	2097.9	18.0	2186.3	16.3	91.9
<i>Granodiorite (SJJ-07)</i>																			
A6	0.0010	9.8	6.9	18.0	0.38	6.74	2.41	0.38	2.23	0.93	0.13	0.91	2080.2	46.5	2077.3	50.1	2074.3	18.8	100.3
A8	0.0008	8.6	7.0	14.5	0.48	6.78	2.20	0.38	1.94	0.88	0.13	1.05	2082.5	40.4	2082.5	45.9	2082.4	21.9	100.0
B10	0.0005	16.9	25.3	37.0	0.69	6.75	1.12	0.38	0.70	0.63	0.13	0.88	2086.6	14.7	2078.9	23.3	2071.3	18.2	100.7
B6	0.0021	8.2	11.4	15.8	0.73	6.81	1.56	0.38	1.13	0.73	0.13	1.07	2086.9	23.6	2086.4	32.5	2085.9	22.3	100.0
B5	0.0046	5.4	5.4	11.2	0.48	6.84	1.56	0.38	1.01	0.65	0.13	1.19	2090.5	21.1	2090.7	32.6	2091.0	24.9	100.0
B1	0.0034	6.9	3.4	16.3	0.21	6.79	2.27	0.38	1.53	0.67	0.13	1.68	2082.8	31.8	2084.8	47.4	2086.7	35.1	99.8
B4	0.0025	7.0	5.9	15.3	0.39	6.75	1.32	0.38	0.89	0.67	0.13	0.98	2073.9	18.5	2078.9	27.5	2083.9	20.4	99.5
B3	0.0018	23.0	29.6	43.2	0.69	6.77	2.55	0.38	2.41	0.95	0.13	0.82	2084.5	50.2	2082.4	53.0	2080.3	17.1	100.2
C1	0.0058	9.2	1.6	6.3	0.26	6.75	2.71	0.38	2.10	0.77	0.13	1.71	2084.5	43.7	2079.8	56.3	2075.2	35.5	100.4
C4	0.0023	8.3	9.3	21.3	0.44	6.82	1.48	0.38	1.08	0.73	0.13	1.02	2086.4	22.5	2089.0	31.0	2091.5	21.2	99.8

(continuation)

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^e (%)
E1	0.0008	25.8	52.6	47.8	1.11	6.79	1.14	0.38	0.73	0.64	0.13	0.88	2085.6	15.3	2084.8	23.8	2084.1	18.3	100.1
E3	0.0012	14.0	19.6	28.1	0.70	6.75	1.36	0.38	0.89	0.65	0.13	1.04	2071.1	18.4	2078.9	28.3	2086.6	21.6	99.3
E4	0.0019	9.5	5.0	20.7	0.25	6.83	1.51	0.38	1.02	0.67	0.13	1.12	2095.2	21.3	2089.4	31.6	2083.7	23.3	100.6
E7	0.0017	16.4	22.5	36.8	0.61	6.69	0.97	0.38	0.52	0.53	0.13	0.82	2068.6	10.7	2071.5	20.1	2074.5	17.0	99.7
G8	0.0027	6.4	6.3	13.9	0.45	6.73	1.14	0.38	0.77	0.68	0.13	0.84	2074.0	16.0	2076.7	23.7	2079.4	17.5	99.7
F6	0.0014	11.3	16.0	22.7	0.71	6.74	1.16	0.38	0.92	0.80	0.13	0.70	2078.4	19.2	2077.9	24.1	2077.3	14.5	100.1
G5	0.0022	6.0	2.0	12.7	0.16	6.84	1.37	0.38	1.15	0.84	0.13	0.75	2085.5	24.0	2091.5	28.7	2097.5	15.7	99.4
G6	0.0014	15.9	23.3	32.0	0.73	6.67	0.98	0.38	0.69	0.70	0.13	0.70	2061.9	14.1	2068.9	20.3	2075.9	14.5	99.3
A4	0.0047	13.2	9.5	25.4	0.38	6.29	2.64	0.36	2.47	0.93	0.13	0.94	1977.5	48.8	2017.3	53.3	2058.2	19.4	96.1
C5	0.0006	31.4	61.1	57.7	1.06	7.01	1.04	0.39	0.64	0.62	0.13	0.82	2137.2	13.7	2113.2	22.0	2090.0	17.1	102.3
D7	0.0013	26.1	49.2	50.0	0.99	7.02	0.98	0.40	0.49	0.50	0.13	0.85	2155.8	10.6	2114.1	20.7	2073.7	17.6	104.0
D1	0.0018	11.2	19.6	20.6	0.96	7.11	1.34	0.40	0.70	0.53	0.13	1.14	2166.1	15.3	2124.7	28.4	2085.0	23.7	103.9
E10	0.0022	26.1	63.1	73.4	0.87	4.29	1.56	0.25	1.45	0.93	0.12	0.59	1452.6	21.0	1691.8	26.4	2002.4	11.7	72.5
F3	0.0013	26.4	47.2	49.9	0.95	6.96	0.87	0.39	0.59	0.67	0.13	0.65	2127.2	12.5	2106.7	18.4	2086.7	13.5	101.9
G2	0.0010	19.9	24.2	41.7	0.58	7.25	1.02	0.41	0.77	0.75	0.13	0.67	2207.3	16.9	2143.0	21.8	2081.9	14.0	106.0
G1	0.0009	27.9	8.2	55.2	0.15	6.62	0.85	0.37	0.61	0.71	0.13	0.60	2042.3	12.4	2062.3	17.6	2082.4	12.5	98.1
C9	0.0015	21.3	30.2	44.6	0.68	6.76	1.41	0.38	1.07	0.76	0.13	0.92	2074.6	22.1	2080.3	29.4	2086.0	19.3	99.5
G7	0.0021	15.5	23.9	28.9	0.83	6.76	1.27	0.38	1.00	0.78	0.13	0.79	2080.4	20.8	2080.3	26.5	2080.2	16.4	100.0

^a Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f^{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample);

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon;

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratios;

^d Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model of Stacey and Kramers (1975);

^e Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} * 100) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ age})$ according to Horstwood *et al.* 2016.

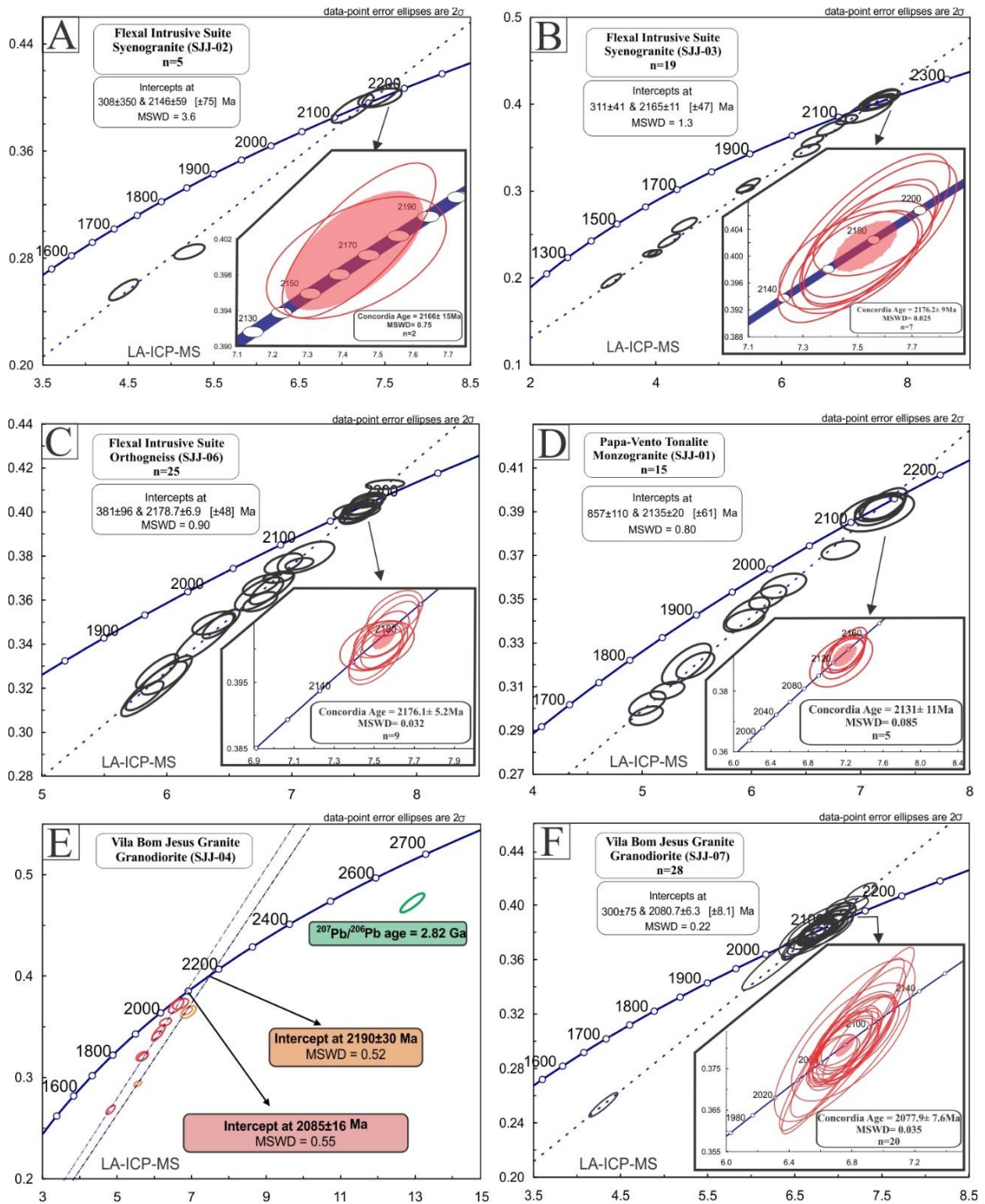


Figure 12 - Concordia diagrams (A-F) displaying zircon U-Pb results for the Paleoproterozoic granitoids of the Tartarugalzinho area.

Table 4 - Lu-Hf zircon data by LA-MC-ICP-MS of the units.

(continue)

Spot ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$t_{(\text{U}/\text{Pb})}(\text{Ma})$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Ga})$
<i>Flexal Intrusive Suite</i>										
<i>Orthogneiss (SJJ-06)</i>										
A1	0.281291	0.000077	0.000470	0.000009	-52.82	0.281272	2176	-4.27	2.67	3.00
F1	0.281367	0.000072	0.000708	0.000028	-50.16	0.281337	2176	-1.94	2.59	2.85
E2	0.281280	0.000075	0.000536	0.000043	-53.21	0.281258	2176	-4.76	2.69	3.03
J2	0.281353	0.000049	0.000696	0.000077	-50.65	0.281324	2176	-2.42	2.60	2.88
B3	0.281288	0.000055	0.000774	0.000008	-52.95	0.281256	2176	-4.84	2.70	3.03
B4	0.281275	0.000052	0.000703	0.000070	-53.41	0.281245	2176	-5.20	2.71	3.06
E5	0.281352	0.000063	0.000512	0.000011	-50.68	0.281330	2176	-2.18	2.59	2.87
F5	0.281313	0.000072	0.000873	0.000029	-52.04	0.281277	2176	-4.08	2.67	2.99
G6	0.281330	0.000059	0.000646	0.000020	-51.47	0.281303	2176	-3.16	2.63	2.93
E7	0.281276	0.000074	0.000510	0.000012	-53.35	0.281255	2176	-4.85	2.69	3.04
D3	0.281283	0.000071	0.000871	0.000067	-53.10	0.281247	2176	-5.14	2.71	3.05
<i>Syenogranite (SJJ-02)</i>										
B5	0.281352	0.000092	0.001365	0.000234	-50.69	0.281295	2166	-3.66	2.65	2.96
B8	0.281370	0.000137	0.001123	0.000159	-50.05	0.281323	2166	-2.66	2.61	2.89
G1	0.281385	0.000140	0.001114	0.000139	-49.51	0.281339	2166	-2.12	2.59	2.86
E7	0.281365	0.000061	0.002983	0.000386	-50.23	0.281242	2166	-5.57	2.75	3.07
C9	0.281388	0.000140	0.001235	0.000147	-49.41	0.281337	2166	-2.18	2.59	2.86
<i>Papa-Vento Tonalite</i>										
<i>Monzogranite (SJJ-01)</i>										
A8	0.281394	0.000072	0.000309	0.000007	-49.18	0.281382	2131	-1.40	2.52	2.79
B9	0.281380	0.000060	0.000636	0.000022	-49.69	0.281354	2131	-2.39	2.56	2.85
C2	0.281320	0.000120	0.000769	0.000091	-51.81	0.281289	2131	-4.71	2.65	2.99
D2	0.281352	0.000078	0.000649	0.000094	-50.66	0.281326	2131	-3.38	2.60	2.91
E4	0.281392	0.000080	0.000806	0.000017	-49.25	0.281360	2131	-2.19	2.56	2.84
E10	0.281328	0.000070	0.000497	0.000011	-51.52	0.281308	2131	-4.03	2.62	2.95
A2	0.281344	0.000067	0.000447	0.000010	-50.97	0.281326	2131	-3.40	2.60	2.91
C6	0.281348	0.000090	0.000843	0.000031	-50.80	0.281314	2131	-3.80	2.62	2.94
C7	0.281351	0.000065	0.000717	0.000040	-50.71	0.281322	2131	-3.53	2.61	2.92
A4	0.281288	0.000053	0.000431	0.000017	-52.94	0.281270	2131	-5.36	2.67	3.03

(continuation)

Spot ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$\epsilon\text{Hf}(0)$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$	U/Pb Age(Ma)	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM} (Ga)	T_{DM}^{C} (Ga)
<i>Vila Bom Jesus Granite</i>										
<i>Granodiorite (SJJ-04)</i>										
C1	0.281321	0.000106	0.001222	0.000283	-51.78	0.281273	2085	-6.68	2.68	3.07
C5	0.281377	0.000099	0.001015	0.000284	-49.78	0.281337	2085	-4.38	2.59	2.92
D8	0.281305	0.000109	0.000503	0.000036	-52.34	0.281285	2085	-6.22	2.65	3.04
F4	0.281201	0.000106	0.000635	0.000072	-56.00	0.281176	2085	-10.09	2.80	3.28
G5	0.281319	0.000133	0.001084	0.000096	-51.85	0.281276	2085	-6.55	2.68	3.06
G6	0.281252	0.000098	0.000785	0.000018	-54.22	0.281221	2085	-8.51	2.74	3.18
H2	0.281353	0.000119	0.001250	0.000219	-50.63	0.281304	2085	-5.56	2.64	3.00
I5	0.281213	0.000119	0.000452	0.000091	-55.59	0.281194	2190	-6.70	2.77	3.16
H9	0.281305	0.000169	0.000886	0.000101	-52.33	0.281270	2085	-6.75	2.68	3.07
<i>Granodiorite (SJJ-07)</i>										
B5	0.281142	0.000137	0.000695	0.000073	-58.11	0.281114	2078	-12.14	2.88	3.41
C5	0.281121	0.000097	0.000895	0.000088	-58.83	0.281086	2078	-13.14	2.92	3.47
E3	0.281061	0.000118	0.000399	0.000012	-60.98	0.281045	2078	-14.61	2.97	3.56
E7	0.281044	0.000116	0.000714	0.000066	-61.58	0.281015	2078	-15.65	3.01	3.63
F3	0.281196	0.000136	0.000443	0.000090	-56.18	0.281179	2078	-9.84	2.79	3.27
G6	0.281180	0.000080	0.000502	0.000121	-56.76	0.281160	2078	-10.51	2.82	3.31
G7	0.281095	0.000146	0.000287	0.000059	-59.77	0.281083	2078	-13.23	2.91	3.48
G8	0.281122	0.000157	0.000338	0.000085	-58.80	0.281109	2078	-12.33	2.88	3.42

Parameters used for calculations: $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ years}^{-1}$ (Scherer *et al.* 2001; Söderlund *et al.* 2004); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ to the current value of the CHUR (Bouvier *et al.* 2008); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ for the depleted mantle (DM) (Andersen *et al.* 2009); Single stage model ages in (T_{DM}) calculated using the ratios $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ measure. Two stage model ages or crustal (T_{DM}^{C}) using the respective age U-Pb and a mean continental crust ratio of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin *et al.* 2002, 2004).

Table 5 - Sm-Nd whole-rock isotope data by ID-TIMS for the Flexal Intrusive Suite, Papa-Vento Tonalite and Vila Bom Jesus Granite.

Unit	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	f(Sm-Nd)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	Age (Ma) ¹	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	T_{DM} (Ga) ²
<i>Flexal Intrusive Suite</i>											
<i>Syenogranite (SJJ-03)</i>	5.69	32.68	0.1053	0.0029	0.511188	0.000034	-0.46	-28.3	2176	-2.74	2.63
<i>Orthogneiss (SJJ-06)</i>	4.38	26.24	0.1010	0.0011	0.511045	0.000033	-0.49	-31.1	2176	-4.34	2.72
<i>Papa-Vento Tonalite</i>											
<i>Monzogranite (SJJ-01)</i>	5.66	37.08	0.0923	0.0011	0.510948	0.000019	-0.53	-33.0	2131	-4.41	2.65
<i>Vila Bom Jesus Granite</i>											
<i>Granodiorite (SJJ-04)</i>	3.64	19.61	0.1123	0.0021	0.511292	0.000067	-0.43	-26.3	2085	-3.68	2.65
<i>Granodiorite (SJJ-07)</i>	9.15	44.94	0.1231	0.0037	0.511354	0.000042	-0.37	-25.0	2077	-5.43	2.87

¹U-Pb ages obtained in this paper and used to calculate the $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ parameter;

² T_{DM} model ages calculated following the evolution Nd model from DePaolo (1981).

5. DISCUSSION

5.1 CHRONOLOGY OF THE TRANSAMAZONIAN MAGMATIC EPISODES

The crystallization ages obtained by the U-Pb method in zircon by LA-ICP-MS showed good precision and accuracy, except for the SJJ-02 sample which furnished a poorly confident age based on only two zircon crystals. The data allowed the recognition and confirmation of the ages in the studied units. In addition, in the granodiorite sample (SJJ-04) of the Vila Bom Jesus Granite, inherited components were recognized.

The studied samples come from a transition area between an Archean domain (Amapá Block) and a Paleoproterozoic domain (Lourenço Domain), therefore the individualization of these units by more robust methodologies is essential to build a more detailed chronology of the Transamazonian magmatic episodes.

The syenogranite (SJJ-03) and the orthogneiss (SJJ-06) from the Flexal Intrusive Suite, both with age around 2.18 Ga, are in agreement with the previous radiometric data ([Table 1](#)). The results confirm that the Flexal Intrusive Suite represents a calc-alkaline magmatic episode dated between 2.20 to 2.18 Ga, the oldest Paleoproterozoic one in the study area. For the syenogranite (SJJ-02) the ~ 2.17 age, although precariously defined and doubtful, is similar to the other syenogranite sample which provided a more robust age located in the same area. Therefore, there is a syenogranitic magmatism, located between 2.18-2.12 Ga, contemporary to the Flexal Intrusive Suite, that could represent a more evolved facies of this calcium-alkaline magmatism. Also, geochemically they do not differ so much from the other rocks of Flexal Intrusive Suite (monzogranitic composition). Besides, it cannot be ignored that Silva *et al.* (2013) associate this lithology with Cigana Granite considered Eorhyacian, but the geochronological data obtained in this paper indicate a Mesorhyacian age.

The ages of 2.13 Ga for monzogranite (SJJ-01) from the Papa-Vento Tonalite is similar to the age of 2136 ± 7.5 Ma previously obtained by Rosa-Costa *et al.* (2014) for the same unit. As previously stated, the Papa-Vento Tonalite share many characteristics with the Flexal Intrusive Suite. However, the former episode is dated between 2.13 and 2.14 Ga, that is, around 30-40 million years younger than the latter and they probably correspond to two distinct magmatic events as it has been argued for the Mesorhyacian magmatism in French Guyana (Vanderhaege *et al.* 1998; Delor *et al.* 2003). However, regarding the few available ages for the Papa-Vento Tonalite the age gap between the Flexal Intrusive Suite and the Papa-Vento Tonalite may be due a sampling bias and a long-lasting magmatism cannot be definitively discarded.

For the granodiorite (SJJ-04) belonging to the Vila Bom Jesus Granite, two Discordia were generated, the first one from eight crystals, furnished an age of 2085 ± 16 Ma that has been interpreted as the age of crystallization of the magma. An older age of 2190 ± 30 Ma was calculated from three crystals and suggest that the Vila Bom Jesus granite may have been derive from the melting of the Flexal Intrusive Suite. In addition, there is still an inherited Mesoarchean core of 2.82 Ga ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age, zircon H5, [Table 3](#)), interpreted as minimum age, once it is discordant, that is compatible with contribution of rocks from the Tumucumaque Complex in the source of the granite. The age of 2085 Ma, together with the age of 2078 Ma of the other sample (SSJ-07) and the previous Pb-evaporation ages of 2081-2087 Ma (Silva *et al.* 2013; Rosa-Costa *et al.* 2014), confirmed the existence of a late Transamazonian magmatic episode well constrained between 2.09-2.08 Ga.

The geochronological data obtained in this work added to the previous geochronological results of Barreto *et al.* (2013) and Rosa-Costa *et al.* (2006, 2014) for the southern portion of the Lourenço Domain, allow to establish the magmatic evolution of this sector during the Transamazonian orogeny, which extended, at least, along 200 Ma from 2.26 Ga to ~ 2.02 Ga .

The Eorhyacian age of 2.26 Ga of the Rio Santo Antonio Diorite associated to the Vila Nova Group (Barreto *et al.* 2013) revealed the existence of an early low-K tholeiitic magmatic episode at the border of the northern part of the Amapá Block with the Lourenço Domain. It constitutes the earliest record of Transamazonian magmatism in this part of the Southeastern Guyana Shield, which in turn is coeval with the magmatism of the Isle de Cayenne Series in French Guyana (Vanderhaeghe *et al.* 1998).

The 2.19–2.13 Ga period has been interpreted as a Mesorhyacian subduction stage, for both French Guyana and Paleoproterozoic domains in Amapá state, this stage consists of a TTG-like magmatism episode. The previous geochronological data (Avelar, 2002; Rosa-Costa *et al.* 2014; Barbosa *et al.* 2015) added to those obtained in this work allow to extend this magmatic event of calc-alkaline to high-K calc-alkaline nature to the southernmost part of the Lourenço Domain, around 2.20-2.13 Ga, with the emplacement of the Flexal Intrusive Suite (2.20-2.18 Ga) and the Papa-Vento Tonalite (2.14-2.13 Ga).

A Neorhyacian collisional stage (2.11-2.08 Ga) has been considered to account for the granitic magmatism in the northern Paleoproterozoic domain (Avelar, 2002; Delor *et al.* 2003b; Lafon *et al.* 2003, Faraco and Théveniaut, 2011) and for the high-grade metamorphic episode dated at 2.10-2.09 Ga as well as granite magmatism of 2.10 Ga, which occur in the

southern portion of the Amapá Block (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2008a). Alternatively, Barreto *et al.* (2013) suggest, based on the Araguari Complex geochemical signature, that the subduction episode was not ended at 2.13 Ga, but may have extended, at least, up to 2.10 Ga coeval with the collisional episode that may corresponds to arc-continent collision. Therefore, this dataset allows inferring that the Araguari Complex can be seen as either an arc-related magmatism or a collisional magmatism with inherited magmatic signature of arc due to the nature of the source rocks. Moreover, this dataset point to two issues that are still unsolved: (i) These rocks were formed during distinct magmatic events or along a single long-lasting magmatic with several pulses? and (ii) this arc-related magmatism that started at 2.26 Ga, with the Rio Santo Antônio Diorite has lasted at 2.10 Ga with the formation of the Araguari Complex or has proceeded until ~ 2.08 Ga with the formation of the Vila Bom Jesus Granite, which displays geochemical characteristics roughly similar to the Mesorhyacian magmatism?

A collisional- post-collisional Neorhyacian (2.08-2.02 Ga) magmatic episode is also proposed by Barreto *et al.* (2013) with the emplacement of the Carrapatinho and Sucuriju Metagranites in the northern part of the Amapá block which is compatible with the end of a subduction stage and the beginning of the collisional stage after 2.10 Ga. The geochronological data of the Vila Bom Jesus Granite suggest that this magmatic unit is coeval with the Carrapatinho – Sucuriju granites and belong to the same late Rhyacian episode. Therefore, this magmatic episode is not limited to the Amapá block but occurs also extensively in the southern Lourenço.

5.2 ISOTOPIC CONSTRAINS ON MAGMATIC SOURCES

Based on the Sm-Nd whole-rock and Lu-Hf zircon isotopic data, it was possible discuss the existence of juvenile and crustal reworked sources for the Rhyacian granitoids in the southern portion of the Lourenço Domain.

The first Mesorhyacian episode is represented by Flexal Intrusive Suite and Papa-Vento Tonalite, present very similar isotopic signatures. The rocks have Nd- T_{DM} model ages of 2.63 to 2.72 Ga and negative $\epsilon_{Nd(t)}$ values (-1.40 to -5.83) that indicate the participation of Archean components in the source of the Paleoproterozoic rocks. Despite the Neoproterozoic Nd- T_{DM} model ages consistently point to the participation of crustal components generated during Neoproterozoic in the source of the granitoids, these Nd isotopic signatures and ages, actually represent mixing processes between juvenile Rhyacian sources and crustal components formed during the Mesoproterozoic. This statement is in agreement with the recent data presented

by Milhomem Neto & Lafon (2019) and Lafon *et al.* (2019), which showed that a major episode of crustal growth occurred in Mesoarchean while Neoproterozoic was dominated by crustal reworking processes.

The Mesoarchean Hf- T_{DM}^C (3.08 to 2.84 Ga) model ages are similar and they define a “trend” in the $\epsilon_{Hf(t)}$ versus time diagram, pointing to a source that involves juvenile material with Archean crust assimilation, which is corroborated by the negative $\epsilon_{Hf(t)}$ values (-1.94 to -5.20). Recently Milhomem Neto & Lafon (2019), through Hf data in zircon, defined two episodes of crust generation for the Amapá Block, one Eoarchean (~ 4.0 Ga) and one Mesoarchean (~3.0-3.1 Ga). The positioning of the $\epsilon_{Hf(t)}$ values slightly above the boundary of the Archean crust field defined by Milhomem Neto & Lafon (2019) may be an indication of the Paleoproterozoic juvenile contribution (Figure 13). This Archean Nd-Hf isotope signatures may have been acquired into the magma source by (i) contribution of sediments with continental signature involved in the subduction zones or (ii) by assimilation of the continental crust during the ascension of the magmas (Parra-Ávila *et al.* 2016; Petersson *et al.* 2018a; Grenholm *et al.* 2019)

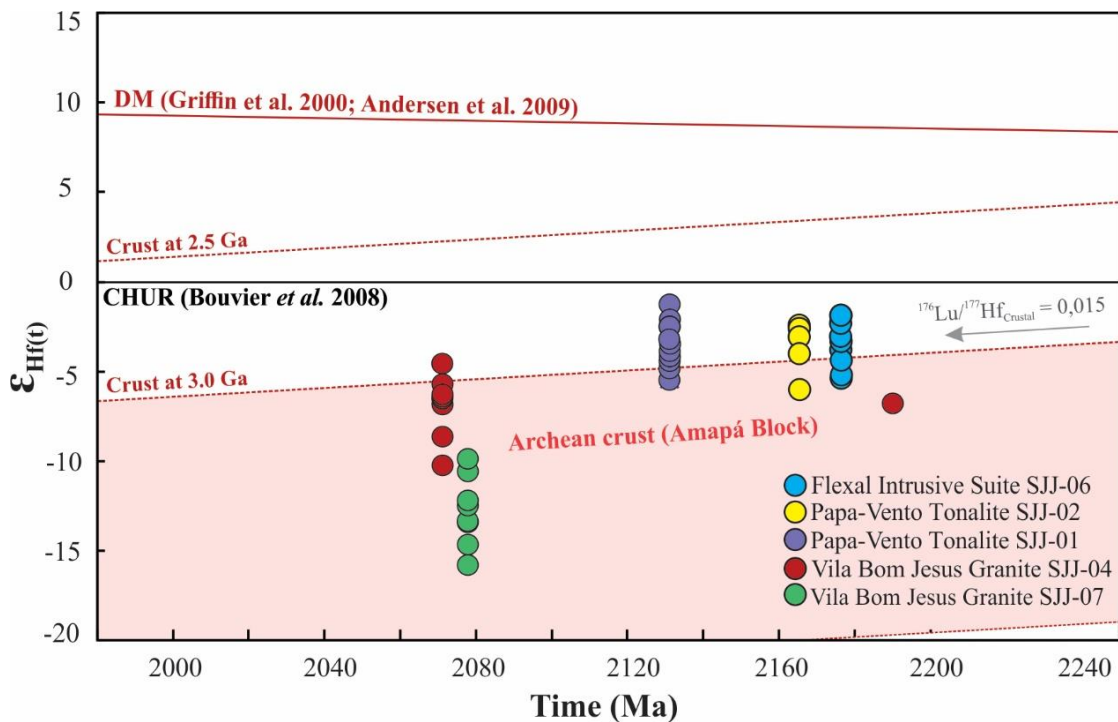


Figure 13 - $\epsilon_{Hf(t)}$ vs. geological time (Ga) diagram. The $\epsilon_{Hf(t)}$ values were calculated using the $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ ratios for the current CHUR value and the ^{176}Lu decay constant according to Söderlund *et al.* (2004). The red dotted line represents an evolutive trend according to $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ average ratio of 0,015 intercepting the Depleted Mantle line, as well as the Archean crust field of the Amapá Block, showed for comparative purposes (light red) are from Milhomem Neto *et al.* (2017) and Milhomem Neto & Lafon (2019).

The second episode is represented by the Vila Bom Jesus Granite. The rocks have the oldest Nd- T_{DM} (2.87 Ga) and Hf- T_{DM}^C (3.63 Ga) model ages and the most negative $\epsilon_{Nd(t)}$ (-5.43) and $\epsilon_{Hf(t)}$ (-15.65) values, besides an inherited zircon with an age of 2.82 Ga, which furnished a clear evidence that for these rocks the Archean contribution during the magma formation was bigger than for the Flexal Intrusive Suite and Papa-Vento Tonalite. Therefore, the assimilation or melting of Archean crust and not only a contribution of subducted continental sediments should be evocated for the magmatic source of the Vila Bom Jesus Granite.

The Neorhyacian (2.08 to ~2.02 Ga) Sucuriju Metagranite and Carrapatinho Granite from northern limit of the Amapá Block also display a more peraluminous character, with high-K to shoshonitic signature and collisional to post-collisional affinity (Barreto *et al.* 2013). Their Nd- T_{DM} model ages range between 3.00 and 2.66 Ga and the negative $\epsilon_{Nd(t)}$ -3.67 to -11.41 corroborate with the rocks of the Vila Bom Jesus Granite (Figure 14).

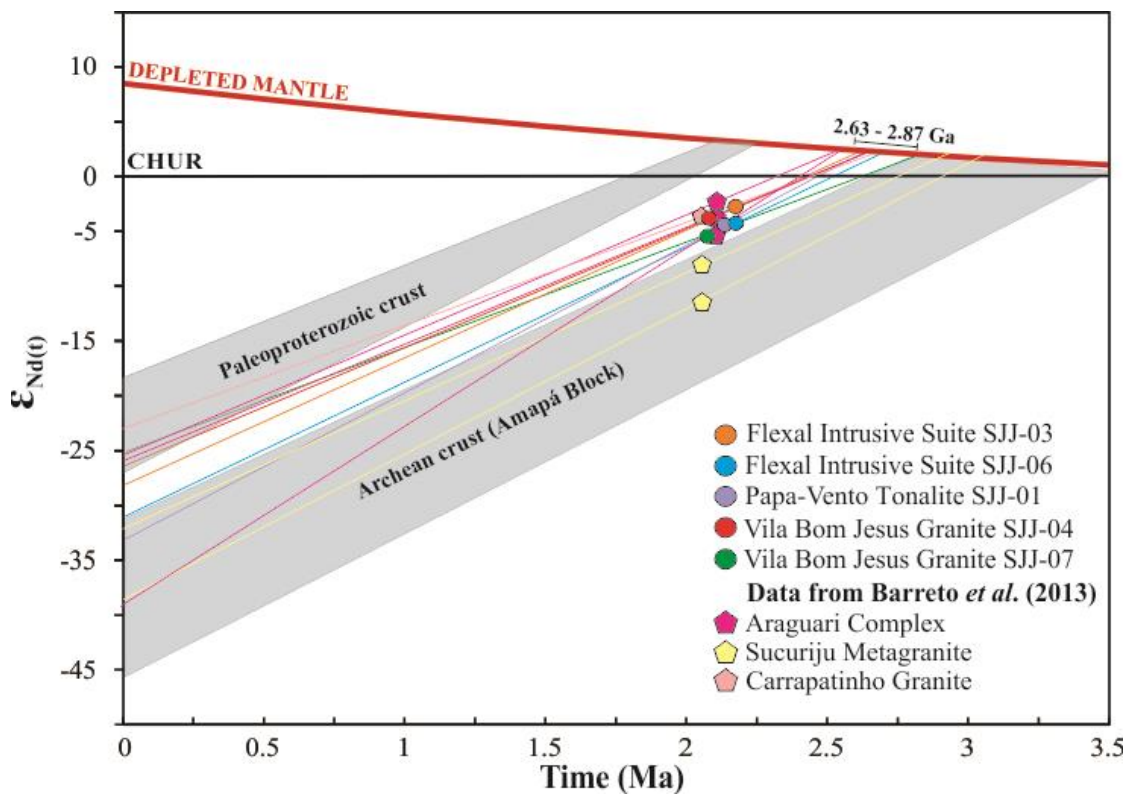


Figure 14 - $\epsilon_{Nd(t)}$ vs. geological time diagram (Ga) presenting the evolutive trends for the studied samples which characterize the Paleoproterozoic Lourenço Domain. The grey fields represent the Nd isotopic signature of a Paleoproterozoic crust (Rosa-Costa *et al.* 2006) and the Amapá block archean crust, drawing for comparisons, also the data from Barreto *et al.* (2013) were plotting for comparisons purposes. Source: Avelar (2002), Avelar *et al.* (2003), Rosa-Costa *et al.* (2006, 2014).

The Neoproterozoic Nd- T_{DM} model ages and the subchondritic $\epsilon_{Hf(t)}$ values repeatedly obtained for the Transamazonian granitoids, independently of their age, suggest a mixture of Rhyacian juvenile material with a Mesoarchean crustal material in the source of the magmas. All Hf isotopic values, except for the Vila Bom Jesus Granite samples, are located outside the Archean domain defined by Milhomem Neto & Lafon (2019) and $\epsilon_{Nd(t)}$ values also plot systematically outside the Archean field (Figure 14), reinforcing again the mixture between Archean crustal components and Transamazonian juvenile components. A striking aspect is that all granites, except one of the Vila Bom Jesus Granite sample (SSJ-07), stand on the same evolutionary line of Hf and present similar Nd model ages, suggesting a common crustal component in the source of these granites. Sample SJJ-07 furnished Nd- T_{DM} model ages older than the other granites, the only Mesoarchean one, and $\epsilon_{Hf(t)}$ values much more negative than those of all the other investigated bodies. Together with the 2.19 and 2.82 Ga ages of inherited zircon crystals, these Nd-Hf data suggest a magma source produced by reworking of precocious Eotransamazonian magmatism (eg. Flexal Intrusive Suite), with a Mesoarchean component from the Amapá Block (eg. Tumucumaque Complex). Such magmatic source is compatible with a post-collisional magmatism produced by reworking of rocks from magmatic arc at the border of an Archean continental landmass, as already indicated by Rosa-Costa *et al.* (2014) and Milhomem Neto *et al.* (2017) for the southern/southeastern portion of the Lourenço Domain. This finding also corroborate to the interpretations of Avelar (2002) and Avelar *et al.* (2003), which indicate the participation of Archean crustal components in the formation of the Paleoproterozoic granitoids of the region called by those authors as "transition domain" between the juvenile Paleoproterozoic domains and the Amapá Archean block approximately coincident with the geographic limits of the Lourenço Domain.

5.3 GEODYNAMICAL IMPLICATIONS

At the scale of the southeastern Guyana Shield, the magmatic evolution of the southern sector of the Lourenço Domain can be correlate with the geodynamic stages from the model of Transamazonian evolution proposed by Vanderhaeghe *et al.* (1998), Delor *et al.* (2003a) and Théveniaut *et al.* (2006), which is based on U-Pb and Pb-Pb zircon data, whole rock Sm-Nd analyses and, for the first two, structural and metamorphic features, mainly from the French Guyana. In this model, the periods of 2.18-2.13 Ga and 2.11-2.08 Ga have been interpreted as corresponding to a stage of Mesorhyacian subduction and a Neorhyacian

collisional stage, respectively. Delor *et al.* (2003b) defined a four geodynamical stages evolution:

A first Eorhyacian stage between 2.26 and 2.20 Ga corresponds to the formation of juvenile oceanic crust due to the divergence of two contiguous continental landmasses, represented probably by Archean West African and East Amazonian plates. This stage is recognized in the south of the Lourenço Domain with the of the Rio Santo Antônio Diorite associated to the Vila Nova Group and emplaced in a back-arc context.

A second Mesorhyacian stage with age interval from 2.19 to 2.13 Ga is characterized by accretion of calc-alkaline magma and development of metavolcanosedimentary sequences in island arc system. In this stage two diachronic pulses of TTG magmatism may have happened, one between 2.18-2.16 Ga and a younger between 2.15-2.13 Ga. The dataset obtained for the Flexal Intrusive Suite, the oldest unit here dated (~ 2.18-2.16 Ga) as well as for the Papa-Vento Tonalite (2.14–2.13 Ga) reaffirm the existence of two medium-K calc-alkaline magmatic associations, therefore associated to this stage in the south of the Lourenço Domain. The geochemical data (calc-alkaline to high-K calc-alkaline and peraluminous signature, Nb and Ta negative anomalies, weak fractionation of REE and slight negative Eu anomaly), indicate affinity with magmatic arc close to a continental landmass as revealed by the participation of crustal components in the source of the magmas.

A Neorhyacian stage between 2.11-2.08 Ga marks the end of the accretionary stage and the onset of a collisional episode in the south of the Lourenço Domain. Simultaneously, this event is marked in the north of the Lourenço Domain and French Guyana by transcurrent regime accompanied by migmatization of the TTG-type granites under lower to moderated metamorphism conditions, emplacement of granites related to crustal reworking and the development of pull-apart basins occur. Additionally, a Mg-K magmatism associated with this stage is interpreted as the effect of thermal disturbances in the mantle (Martin and Moyen, 2002). This stage may have occurred as a series of complex collisions between arcs juxtaposed to the continental landmass, as describe for the Birimian orogenic system in the West African Craton (Grenholm *et al.* 2019).

One important question which remains open is whether the geodynamical context in question for the south Lourenço Domain involves volcanic arc accretion and collision as a extension of the Mesorhyacian geodynamic context proposed by Vanderhaeghe *et al.* (1998) and Delor *et al.* (2003a) for French Guyana, and at a larger scale for the Transamazonian – Eburnean terranes in the Amazon and West African cratons (Grenholm *et al.* 2019, Grenholm,

2019) or also includes a continental magmatic arc developed on the edge of the Archean block as suggested by Rosa-Costa *et al.* (2014, 2017) for the Carecuru Domain and by Egal *et al.* (2002) for the transition zone between Archean/Paleoproterozoic along the western border of the Archean Kenema-Man domain. The arguments that deserve this assumption are (1) the vicinity of an Archean continental landmass, (2) the Continental margin arc geochemical signature of magmatism for the Flexal, Papa Vento and Vila Bom Jesus suites in the La/Yb vs. Th/Yb, Rb/Zr vs. Nb and Th/Yb vs. Ta/Yb diagrams (Pearce, 1984; Condie, 1989); (3) the Nd-Hf isotopic signature that point to assimilation of large amount of Archean material in the source of the magmatic rocks or melting of Archean continental crust. On the other hand, the lack of volcano-sedimentary sequences and the lack of metamorphic association, typical of continental active margin environment prevent a definitive interpretation of Meso- to Neorhyacian magmatism the south Lourenço Domain as generated in a Continental arc context.

Another critical point is the fact that the rocks of the Vila Bom Jesus Granite suite (~2.08 Ga) display a calc-alkaline to calc-alkaline with high-K signature and per- to metaluminous character, with negative anomalies of Nb and Ta, weak REE fractionation and slight negative anomalies of Eu, showing affinity with both syn- to post-collision granites in subduction environment. The geochemical data and the ages obtained are compatible with the final stages of subduction and the beginning of the collisional stage, which has been proposed for the southernmost portion of the Guyana Shield. The argument is still compatible with proposed by Nomade *et al.* (2003) that assumes, through paleomagnetic data, that the continental masses of West African and Eastern Amazonian cratons after 2.02 Ga belong to the same block. Delor *et al.* (2003b) have already dated, in northern portion of French Guyana, this late magmatic episode between 2.08 and 2.06 Ga. Hf-Nd negative values for $\epsilon_{(Hf)-(Nd)}$, associated with Hf- T_{DM}^C and Nd- T_{DM} model ages and the presence of inherited Archean zircon ($^{206}Pb/^{207}Pb = 2.82$ Ga) indicate that the Vila Bom Jesus Granite rocks were formed in a fully continental environment as previously proposed by Barreto *et al.* (2013).

Globally, the existence of the contiguous Archean continental landmass, the Archean Hf and Nd isotopic signatures that dominate for the Rhyacian magmatic rocks of the southern part of the Lourenço Domain and which extend to magmatic units in the northern Lourenço Domain, together with the occurrence of Archean inherited component in zircon and the presence of Archean crustal fragments argue for a volcanic arc context followed by arc-continent collision in this sector of the southern Guyana Shield. However, a continental

magmatic arc environment cannot be ruled out (Avelar 2002; Barreto *et al.* 2013; Rosa-Costa *et al.* 2014; Milhomem Neto and Lafon 2018b; Lafon *et al.* 2019).

6. CONCLUDING REMARKS

The geochronological, isotopic, geochemical and petrographic dataset obtained in this paper, together with the previous results available for the granitoids of the southern Lourenço Domain, allowed important advances for the chronology of the magmatic episodes during the Transamazonian orogeny, as well as for the understanding of the geodynamic evolution of this sector of the Southeastern Guyana Shield.

From the U-Pb zircon data by ICP-MS with laser ablation, together with previous U-Pb and Pb-Pb zircon dataset, it was possible to consolidate the stratigraphic geochronological positioning of the Transamazonian granitogenesis in the southern part of the Paleoproterozoic Lourenço Domain. Three magmatic units were identified, Flexal Intrusive Suite (~2.20-2.17 Ga), Papa-Vento Tonalite (~2.14-2.13 Ga) and Vila Bom Jesus Granite (~2.09-2.08 Ga). The geochronological data also allowed to include these granitoids within the Mesorhyacian (2.20-2.13 Ga) and the Neorhyacian (2.08-2.02 Ga) magmatic episodes, in addition to the Eorhyacian episode (~2.26 Ga), previously proposed by Barreto *et al.* (2013) and Rosa-Costa *et al.* (2014, 2017) for the southeastern sector of the Lourenço Domain. At the scale of the southeastern Guyana Shield the Paleoproterozoic granitoids of the Flexal Intrusive Suite and the Papa-Vento Tonalite can be associated to Mesorhyacian stage of magmatic arc formation (2.18-2.13 Ga) and the Vila Bom Jesus Granite can be related the Neorhyacian stage (2.10-2.06 Ga) that marked the final stages of subduction and the beginning of a collisional stage of tectonic accretion as proposed by Vanderhaeghe *et al.* (1998) and Delor *et al.* (2003a, b) for French Guyana.

The geochemical data point to the existence of two distinct groups of rocks. The first episode is represented by Flexal Intrusive Suite and Papa-Vento Tonalite, once both occurs in Mesorhyacian and present very similar geochemical and isotope features. The rocks have a calc-alkaline to high-K calc-alkaline signature, peraluminous character, with negative anomalies of Nb and Ta, weak fractionation of REE and slight negative Eu anomalies, showing affinity with a magmatic arc in a subduction context. The second group is represented by the Vila Bom Jesus Granite, which also display similar geochemical signature with the first group, show affinity with both volcanic arc-related and syn- to post-collisional granites. The geochemical and Nd-Hf isotopic dataset reinforce the interpretation of a

volcanic arc environment with later arc-continent collision as proposed by Vanderhaeghe *et al.* (1998) and Delor *et al.* (2003). However, the existence of an active continental margin on the northern edge of the Archean block cannot be excluded.

The Nd-Hf isotopic data with Hf- T_{DM}^C and Nd- T_{DM} model ages indicate a mixture of Rhyacian juvenile material with a Mesoarchean crustal component for the source of the magmas, by dominant crustal assimilation and, possibly, by contribution in the subduction zones of continental sediments with Archean isotopic signature originated from the adjacent Amapá block.

ACKNOWLEDGEMENTS

We acknowledge the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for the research scholarship granted to first author (Process No. 133936/2013-9). We also thank to the Geological Survey of Brazil (CPRM-Belém) for the cathodoluminescence images and the technical staff of the Isotope Geology Laboratory of Federal University of Pará (Pará-Iso) for the U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd analyses. We are also grateful to the Microanalyses Laboratory of UFPA for cathodoluminescence images acquired in SEM. Finally, we thank the reviewers by the suggestions and critique applied to the manuscript. This paper is a contribution to the INCT program – CNPq/MCT/FAPESPA.

REFERENCES

Andersen, T., Andersson, U.B., Graham, S., Åberg, G., Simonsen, S.L., 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: New constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, 166: 233–248.

Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C., Lahondère, D., 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, 2-3-4: 83-100.

Avelar, V.G., 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações para a Evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas (Ph.D. thesis). Federal University of do Pará-Brazil, 213p.

Barbosa, J.P.O., Chaves, C.L., 2015. Geologia e Recursos Minerais da Folha Macapá - NA.22-Y-D, Estado do Amapá, Escala 1:250.000. CPRM - Geological Survey of Brazil, Belém, 116p.

Barreto C. J. S., Lafon J. M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L., 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 97-116.

Batchelor, R. A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.

Ben Othman, D., Polvé, M., Allegre, C.J., 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulite and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307: 510-515.

Black, L.P., Gulson, B.L., 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 3: 227-232.

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273: 48–57.

Chemale Jr, F., Kawashita, K., Dussin, I.V., Ávila, J.N., Justino, D., Bertotti A., 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.

Condie, K. C., 1989. Plate tectonic crustal evolution. Pergamon Press, 3rd. Edition, 476p.

Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Brazilian Journal of Geology*, 12: 78-88.

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, Arica – Chile, 137-148p.

Debon, F., LeFort, P., 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transaction Royal Society of Edinburgh*, 73: 135-149.

Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Theveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G., 2003b. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 scale geological map of French Guiana (2nd ed). *Géologie de la France*, 2-3-4: 5-58.

Delor, C., Roeber, E.W.F., Lafon, J.M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C., Potrel, A., 2003a. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, 2-3-4: 207-230.

DePaolo, D.J., 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, 62: 137-145.

De Roever, E.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Cocherie, A., Rossi, P., Guerrot, C., Potrel A., 2003. The Bakhuis ultra-high-temperature granulite belt (Suriname): 1. Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, 2-3-4:175-205.

Egal, E., Thiéblemonta D., Lahondèrea, D., Guerrot, C., Costeab C.A., Iliescub, D., Delora C., Goujouc J.C., Lafond, J.M., Tegyea M., Diabye S., Koliée, P., 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma–Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Research*, 117(1): 57-84.

Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'nions, R. K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212.

Faraco, M.T.L., Théveniaut, H., 2011. Projeto geologia da porção brasileira da Folha Oiapoque -NA.22-V-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.000. Belém. Programa Geologia do Brasil - PGB. Informações Integradas para Proteção da Amazônia. Sistema de Cartografia da Amazônia, 115p.

Faraco, M.T.L., Marinho, P.A.C., Costa, E.J.S., Vale, A.G., 2004a. Folha NA.22-Macapá. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG. Brasília: CPRM. CD-ROM 4/41. Programa Geologia do Brasil.

Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1993. The geology of the Guiana shield. *Oxford Mono. Geol. Geophysics*, 22.

Gibbs, A.K., Olszewski, W.J., 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, 17: 199-214.

Gibbs, A.K., 1980. Geology of the Barama-Mazaruni Supergroup of Guyana. Harvard University, Cambridge. (Ph.D. Thesis).

Grenholm, M., Jessell, M., Thébaud, N., 2019. A geodynamic model for the Paleoproterozoic (ca. 2.27–1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African Craton – Insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system, *Earth-Science Reviews*. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.006

Grenholm, M., 2019. The geodynamic evolution of a Paleoproterozoic orogenic system - a local to global perspective on the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen in the Baoule Mossi domain of West Africa. Doi: 10.26182/5c93343cd58e6.

Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons: *Precambrian Research*, 131(3-4), 231-282.

Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Zhou, X., 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, 61, 237-269.

Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., Van Acherbergh, E., O'Reilly, S.Y., Shee, S.R., 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133-147.

Gruau, G., Martin, H., Leveque, B., Capdevila, R., 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyane, south America. *Precambrian Research*, 30: 3-80.

Horstwood, M.S.A., Kosler, J., Gehrels G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B., 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(3): 311-332.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548.

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.

João, X. S.J., Carvalho, J.M.A., Vale, A.G., Frizzo, S.J., Martins, R.C., 1979. Projeto Rio Falsino. (Final Report), Belém, DNPM-CPRM, 1-A: 199.

Klein, E.L., Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. CD ROM.

Kroonenberg, S.B., Roeber, E.W.F., Fraga, L.M., Reis, N.J., Faraco, T., Lafon, J.M., Cordani U., Wong, T.E., 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: A revised model. *Netherlands Journal of Geosciences*.

Lafon, J.M., Delor, C., Théveniaut, H., Krymsky, R., Tavares, R.P.S., Roig, J.Y., 2003. Isotopic Deciphering of Rhyacian Crustal Evolution along the Northern Oyapok River New Constraints from Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb geochronology. *Simpósio Geologia Amazônia*, 8, Manaus, CD-ROM.

Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Pidgeon, R.T., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: *International Geological Congress*, 31. Rio de Janeiro, CD-ROM.

Lafon, J.M., Rossi P., Delor, C., Avelar V.G., Faraco, M.T.L., 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In: *Brazilian Geological Congress*, 40, Belo Horizonte, Anais, p.64.

Le Maitre, R. W., 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. 2 ed., Cambridge, Cambridge University Press, 193.

Lima, M.I.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Oliveira, A.S., Basei, M.A.S., Araújo, J.F.V., Silva, G.G., 1974. Geologia. In: *Brasil Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro, 6: 120. Levantamentos de Recursos Naturais (in Portuguese).

Ludwig, K.R., 2003. *User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 4: 70p.

Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39: 349-357.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.

Martin, H., J.F. Moyen., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geological Society of America*, 30(3): 319-322. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0319:SCITTG>2.0.CO;2

McReath, I., Faraco, M.T.L., 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 1. Campos do Jordão. Extended Abstracts, 194-196.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., 2018b. Evolução crustal arqueana do bloco Amapá, sudeste do Escudo das Guianas: Considerações a partir de dados U-Pb e Lu-Hf em zircão. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, anais, 49:1905.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield, *Geoscience Frontiers*, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.09.012>.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., Galarza, M.A. 2017a. U-Pb zircon analyses by LA-MC-ICP-MS at the Pará-Iso laboratory (UFPA): methodology and application in the southeastern Guyana Shield. In: Contribuições à Geologia da Amazônia, 10. Simpósio de Geologia da Amazônia. Marabá, CD-ROM.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., 2017b. Dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão para o Bloco arqueano Amapá, sudeste do Escudo das Guianas, norte do Brasil. 2017, In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 15, Belém, CD-ROM.

Morel, M.L.A., Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y.J., Miller, J.S., Vroon, P.Z., 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 255: 231-235.

Nogueira, S.A.A., Bettencourt, J.S., Tassinari, C.C.G., 2000. Geochronology of the Salamangone gold deposit hostrocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 30(2): 261-264.

Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., Féraud, G., Théveniaut, H., Daouda, B.Y., Vidal, M., Rigolet, C., 2003. The Guiana and the West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data for French Guiana and the Ivory Coast. *Geophysical Journal International*, 154: 677-694.

Oliveira, E.C., Lafon, J.M., Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Brazilian Journal of Geology*, 38: 116–129.

Parra-Ávila, L.A., Belousova, E., Fiorentini, M.L., Baratoux, L., Davis, J., Miller, J., McCuaig, T.C., 2016. Crustal Evolution of the Paleoproterozoic Birimian terranes of the Baoulé-Mossi domain, southern West African Craton: U-Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons. *Precambrian Research*, 274: 25–60.

Pearce, J.A., 1996. Source and settings of granitic rocks. 19:120–125.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983. doi:10.1093/petrology/25.4.956.

Peccerillo, A., Taylor, T.S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy Petrology*, 58: 63-81.

Petersson, A., Scherstén, A., Gerdes, A., 2018a. Extensive reworking of Archaean crust within the Birimian terrane in Ghana as revealed by combined zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes. *Geoscience Frontiers*, 9: 173-189.

Pimentel, M.M., Spier, C. A., Filho, C. F. F., 2002. Estudo Sm-Nd do complexo máfico-ultramáfico Bacuri, Amapá: Idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Brazilian Journal of Geology*, 32(3): 371-376.

Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L., Vasquez, M.L., Vale, A.G., Macambira, E.M.B., Araújo, O. J.B., 2001. Geologia e Recursos Minerais do projeto RENCA- Fase I, CPRM. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, CD-ROM.

Rosa-Costa, L.T., Chaves, C.L., Klein, E.L. 2014. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.00. Belém: CPRM. 159p.

Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Cocherie, A., Delor, C., 2008a. Electron microprobe U and Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, 26: 445-462.

Rosa-Costa, L. T., Lafon, J.M., Delor, C., 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, 10: 277-300.

Rosa-Costa, L. T., Ricci, P.S.F., Lafon, J. M., Vasquez, M. L., Carvalho, J. M. A., Klein, E. L., Macambira, E.M.B., 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic

domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil-southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4: 101-120.

Russell, W.A., Papanastassiou, D.A., Tombrello, T.A., 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8):1075-1090. doi: 10.1016/0016-7037(78)90105-9.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9th. Belém, Actas.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, 3: 453-488. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70755-3.

Silva, D.P.B., Barros, C.E.M., Lafon, J.M., 2013. Granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba: microtectônica, petrologia, idade e contexto geodinâmico. Província Maroni-Itacaiúnas, Tartarugalzinho, AP. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13.

Scherer, E.E., Münker, C., Mezger, K., 2001. Calibration of the lutetium–hafnium clock. *Science*, 293: 683–687.

Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E., 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 311-324.

Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.

Tassinari, C.C.G., & Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartonelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.) *Geologia do*

Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca - SP, 471-485p.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Filho A.T., Campos D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, SBG, 41-95p.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.

Tavares, R.P.S., 2009. Granitóides e anfíbolitos da serra do navio, borda norte do bloco arqueano Amapá: caracterização petrográfica e geoquímica, geocronologia Pb e Pb em zircão e isótopos de Nd. (Masters thesis). PPGG-UFPA.

Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J.M., Monié, P., Rossi, P., Lahondère, D., 2006. Paleoproterozoic (2155–2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, 150: 221–256.

Thiéblemont, D., Tegye, M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319:87-94.

Vanderhaeghe, O., Ledru P., Thiéblemont, D., Egal E., Cocherie, A., Tegye M., Milési J.J., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research*, 92:165-193.

Vasquez, M.L., 2006. Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas - sudeste do Cráton Amazônico. (Masters thesis). Universidade Federal do Pará. Belém, Brasil.

Vasquez, M.L., & Lafon, J.M., 2001. Magmatismo tipo A de 1,75Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém, Resumos Expandidos, CD-ROM.

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

CAPÍTULO III
CONCLUSÕES

CONCLUSÕES

Os dados petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos obtidos neste trabalho, juntamente com os resultados anteriores disponíveis para os granitóides da porção sul do Domínio de Lourenço permitiram avanços importantes para estabelecer a cronologia dos episódios magmáticos durante a orogenia transamazônica, bem como para o entendimento de suas relações com a evolução geodinâmica deste setor do Sudeste do Escudo das Guianas.

A partir dos dados U-Pb em zircão por ICP-MS com ablação a laser, foi possível consolidar o posicionamento geocronológico e estratigráfico da granitogênese transamazônica na porção sul do Domínio Paleoproterozoico Lourenço. Foram identificadas três unidades magmáticas: A Suíte Intrusiva Flexal (~2,20-2,18 Ga), o Tonalito Papa-Vento (~2,15-2,13 Ga) e o Granito Vila Bom Jesus (~2,09-2,08 Ga). Os dados geocronológicos também permitiram incluir esses granitóides nos episódios magmáticos mesoriaciano (2,18-2,13 Ga), o qual sucede a um episódio eoriaciano em contexto de expansão oceânica/bacia de retro-arco (~2,26-2,20 Ga), e neoriaciano (2,08-2,02 Ga) previamente propostos por Barreto *et al.* (2013) e Rosa-Costa *et al.* (2014, 2017) para o setor sudeste do Domínio Lourenço. Na escala do sudeste do Escudo das Guianas, os granitóides paleoproterozoicos da Suíte Intrusiva Flexal e do Tonalito Papa-Vento podem ser associados ao estágio Mesoriaciano (2,18-2,13 Ga) de formação de arcos magmáticos (arcos de ilhas). Por sua vez, o Granito Vila Bom Jesus pode ser relacionado ao estágio Neoriaciano (2,10-2,06 Ga) que marcou o período final de subducção e o início do período colisional, conforme modelo evolutivo proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003a, b) para a Guiana Francesa.

Os dados geoquímicos para a Suíte Intrusiva Flexal e Tonalito Papa-Vento apresentam características geoquímicas e isotópicas muito semelhantes. As rochas possuem assinatura cálcio-alcálica a cálcio-alcálica de alto K, caráter peraluminoso, anomalias negativas de Nb e Ta, fraco fracionamento de ETR e ligeira anomalia negativa de Eu, mostrando afinidade com arco magmático em um contexto de subducção. As rochas do Granito Vila Bom Jesus também possuem assinaturas geoquímicas parecidas com o magmatismo mesoriaciano com características que indicam uma afinidade tanto para granitoides de arcos magmáticos quanto com granitos sin- a pós-colisionais. O conjunto de dados geoquímicos e isotópicos Nd-Hf reforça a interpretação de um contexto de arco magmático e constitui uma evidência adicional de uma evolução em ambiente de arcos vulcânicos com posterior colisão arco-continente como proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003). Entretanto a existência

de uma margem ativa continental na borda norte do bloco arqueano Amapá não pode ser descartada.

Os dados isotópicos de Nd-Hf junto com as idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ e $Nd-T_{DM}$ indicam uma mistura entre material juvenil riaciano e um componente crustal mesoarqueano para a fonte dos magmas, predominantemente por assimilação crustal e, possivelmente, por contribuição nas zonas de subducção de sedimentos continentais com assinatura isotópica arqueana, provenientes do Bloco Amapá adjacente.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Neves, B.B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29. doi:10.1016/0012-8252(81)90003-9.
- Andersen, T., Andersson, U.B., Graham, S., Åberg, G., Simonsen, S.L., 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: New constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, 166: 233–248.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15: 893-895. doi: 10.1130/0091-7613(1987)15<893:UAAOCA>2.0.CO;2.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C., Lahondère, D., 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, 2-3-4: 83-100.
- Avelar, V.G., 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações para a Evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Pará, Brazil.
- Barbosa, J.P.O., Chaves, C.L., 2015. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Macapá - NA.22-Y-D, Estado do Amapá, Escala 1:250.000*. CPRM - Geological Survey of Brazil, Belém, 116p.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L., 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guiana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 97-116.
- Batchelor, R. A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.

Ben Othman, D., Polvé, M., Allegre, C.J., 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulite and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307: 510-515.

Black, L.P., Gulson, B.L., 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 3: 227-232.

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273: 48–57.

Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1-2): 23-40. Doi:10.1016/0301-9268(91)90004-t

Chemale Jr, F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A., 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.

Condie, K.C., 1989. Plate tectonic crustal evolution. Pergamon Press, 3rd. Edition, 476.

Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I., 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinentes. *Gondwana Research*, 15:396-407.

Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian craton. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez-Catalán, J.R. (Eds.), (Org.). 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America, Denver, USA, 200: 297-320.

Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12: 78-88.

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, Arica – Chile, 137-148.

De Roever, E.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Cocherie, A., Rossi, P., Guerrot, C., Potrel A., 2003. The Bakhuis ultra-high-temperature granulite belt (Suriname): 1. Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, 2-3-4: 175-205.

Debon, F., LeFort, P., 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transaction Royal Society of Edinburgh*, 73: 135-149.

Deckart, K., Féraud, G., Bertrand, H., 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 150: 205-220.

Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Theveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G., 2003b. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 scale geological map of French Guiana (2nd ed). *Géologie de la France*, 2-3-4: 5-58.

Delor, C., Roever, E.W.F., Lafon, J.M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C., Potrel, A., 2003a. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, 2-3-4: 207-230.

DePaolo, D.J., 1988. Neodymium isotope geochemistry – an introduction. Berlin, Springer-Verlag, 187p. doi: 10.1007/978-3-642-48916-7.

DePaolo, D.J., 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, 62: 137-145.

DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5): 249-252. doi: 10.1029/GL003i005p00249.

Dickin, A.P., 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press.

Egal, E., Thiéblemonta D., Lahondèrea, D., Guerrota, C., Costeab C.A., Iliescub, D., Delora C., Goujouc J.C., Lafond, J.M., Tegyea M., Diabye S., Koliée, P., 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma–Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Research*, 117(1): 57-84.

Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'niions, R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212.

Faraco, M.T.L., Théveniaut, H., 2011. Projeto geologia da porção brasileira da Folha Oiapoque -NA.22-V-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.000. Belém. Programa Geologia do Brasil - PGB. Informações Integradas para Proteção da Amazônia. Sistema de Cartografia da Amazônia, 115p.

Faraco, M.T.L., Marinho, P.A.C., Costa, E.J.S., Vale, A.G., 2004a. Folha NA.22-Macapá. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG. Brasília: CPRM. CD-ROM 4/41. Programa Geologia do Brasil.

Faure, G., 1986. *Principles of isotope geology*. 2ed. New York: Wiley, 152p.

Gerdes, A., Zeh, A., 2009. Zircon formation versus zircon alteration –New Insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, 261: 230-243.

Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 249: 47–61.

Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1993. *The geology of the Guiana Shield*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 22.

Gibbs, A.K., Olszewski, W.J., 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, 17: 199-214.

Gibbs, A.K., 1980. *Geology of the Barama-Mazaruni Supergroup of Guyana*. Harvard University, Cambridge. (Tese de Doutorado).

Grenholm, M., Jessell, M., Thébaud, N., 2019. A geodynamic model for the Paleoproterozoic (ca. 2.27–1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African Craton – Insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system, *Earth-Science Reviews*. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.006

Grenholm, M., 2019. The geodynamic evolution of a Paleoproterozoic orogenic system - a local to global perspective on the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen in the Baoule Mossi domain of West Africa. Doi: 10.26182/5c93343cd58e6.

Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons: *Precambrian Research*, 131(3-4): 231-282.

Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Zhou, X., 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, 61: 237-269.

Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., Van Acherbergh, E., O'Reilly, S.Y., Shee, S.R., 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133-147.

Gruau, G., Martin, H., Leveque, B., Capdevila, R., 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyane, south America. *Precambrian Research*, 30: 3-80.

Horstwood, M.S.A., Kosler, J., Gehrels G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B.,

2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(3): 311-332.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548.

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.

João, X. S.J., Carvalho, J.M.A., Vale, A.G., Frizzo, S.J., Martins, R.C., 1979. Projeto Rio Falsino. (Final Report), Belém, DNPM-CPRM. 1-A: 199.

Kinny, P., Maas, R., 2003. Lu-Hf and Sm-Nd Isotope systems in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 327-341.

Klein, E.L., Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. CD ROM.

Kroonenberg, S.B., Roeber, E.W.F., Fraga, L.M., Reis, N.J., Faraco, T., Lafon, J.M., Cordani U., Wong, T.E., 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: A revised model. *Netherlands Journal of Geosciences*.

Lafon, J.M., Delor, C., Théveniaut, H., Krymsky, R., Tavares, R.P.S., Roig, J.Y., 2003. Isotopic Deciphering of Rhyacian Crustal Evolution along the Northern Oyapok River New Constraints from Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb geochronology. *Simpósio Geologia Amazônia*, 8, Manaus, CD-ROM.

Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Pidgeon, R.T., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: *International Geological Congress*, 31. Rio de Janeiro, CD-ROM.

Lafon, J.M., Rossi P., Delor, C., Avelar V.G., Faraco, M.T.L., 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 64p.

Le Maitre, R. W., 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. 2 ed., Cambridge, Cambridge University Press, 193p.

Lima, M.I.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Oliveira, A.S., Basei, M.A.S., Araújo, J.F.V., Silva, G.G., 1974. Geologia. In: Brasil Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá. Rio de Janeiro, 6: 20.

Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 4: 70.

Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39: 349-357.

Macambira, M.J.B., Pinheiro, R.V.L., Armstrong, R.A., 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10. Porto Velho. Anais. Porto Velho, RO: SBG-NO, CD-ROM.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.

Martin, H., J.F. Moyen., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geological Society of America*, 30(3): 319-322.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284: 616-618.

McReath, I., Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in northern Brazil and the former Guyana Shield e West African Craton Province. *Geologia USP: Série Científica*, 5(2): 49-63.

McReath, I., Faraco, M.T.L., 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 1. Campos do Jordão. Extended Abstracts, 194-196.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guiana Shield, *Geoscience Frontiers*, doi.org/10.1016/j.gsf.2018.09.012.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., 2018b. Evolução crustal arqueana do bloco Amapá, sudeste do Escudo das Guianas: Considerações a partir de dados U-Pb e Lu-Hf em zircão. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, anais*, 49:1905.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., 2017b. Dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão para o Bloco arqueano Amapá, sudeste do Escudo das Guianas, norte do Brasil. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 15, Belém, CD-ROM.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., Galarza, M.A. 2017a. U-Pb zircon analyses by LA-MC-ICP-MS at the Pará-Iso laboratory (UFPA): methodology and application in the southeastern Guiana Shield. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 10. Simpósio de Geologia da Amazônia. Marabá, CD-ROM.

Morel, M.L.A., Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y.J., Miller, J.S., Vroon, P.Z., 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 255: 231-235.

Nadeau, S., Chen, W., Reece, J., Lachhman, D., Ault, R., Faraco, M.T.L., Fraga, L.M., Reis, N.J., Betiollo, L.M., 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America? *Brazilian Journal of Geology*, 43(4): 601-606.

Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K., Berndt, J., 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chemical Geology*, 241:23–37.

Nebel-Jacobsen, Y., Scherer E.E., Munker, C., Mezger, K., 2005. Separation of U, Pb, Lu, and Hf from single zircons for combined U–Pb dating and Hf isotope measurements by TIMS and MC-ICPMS. *Chemical Geology*, 220(1-2):105-120.

Nogueira, S.A.A., Bettencourt, J.S., Tassinari, C.C.G., 2000. Geochronology of the Salamangone gold deposit hostrocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2): 261-264.

Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., Bertrand, H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 326-344. [10.1016/j.palaeo.2006.06.034](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034).

Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., Féraud, G., Théveniaut, H., Daouda, B.Y., Vidal, M., Rigolet, C., 2003. The Guiana and the West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data for French Guiana and the Ivory Coast. *Geophysical Journal International*, 154: 677-694.

Oliveira, E.C., Lafon, J.M., Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: 116–129.

Pachett, P. J., 1992. Isotopic of Proterozoic Crustal Growth and Evolution. In: Condie, K. C. (ed). *Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology*, 10: 481-509.

Patchett, P.J., Tatsumoto, M., 1981. Lu/Hf in chondrites and definition of a chondritic Hafnium growth curve. *Lunar and Planetary Science*, 12: 822–824.

Pachett, P., Tatsumoto, J.M., 1980. Lu-Hf total rock isochron for the eucrite meteorites. *Nature*, 288: 571-574.

Parra-Ávila, L.A., Belousova, E., Fiorentini, M.L., Baratoux, L., Davis, J., Miller, J., McCuaig, T.C., 2016. Crustal Evolution of the Paleoproterozoic Birimian terranes of the Baoulé-Mossi domain, southern West African Craton: U-Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons. *Precambrian Research*, 274:25–60.

Pearce, J.A., 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120–125.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983. doi:10.1093/petrology/25.4.956.

Peccerillo, A., Taylor, T.S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy Petrology*, 58: 63-81.

Petersson, A., Scherstén, A., Gerdes, A., 2018a. Extensive reworking of Archaean crust within the Birimian terrane in Ghana as revealed by combined zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes. *Geoscience Frontiers*, 9: 173-189.

Pimentel, M.M., Spier, C.A., Filho, C.F.F., 2002. Estudo Sm-Nd do complexo máfico-ultramáfico Bacuri, Amapá: Idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geologia*, 32(3): 371-376.

Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L., Vasquez, M.L., Vale, A.G., Macambira, E.M.B., Araújo, O. J.B., 2001. Geologia e Recursos Minerais do projeto RENCA- Fase I, CPRM. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, CD-ROM.

Rosa-Costa, L.T., Abrantes, B.K.C., 2017. Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM RENCA. Estados do Pará e Amapá. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, vol. 1. Escala, Belém, 250.000 [in Portuguese].

Rosa-Costa, L.T., Chaves, C.L., Klein, E.L. 2014. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.00. Belém: CPRM. 159p.

Rosa-Costa, L.t., Monié, P., Lafon, J.M., Arnaud, N.O., 2009. ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 113-128. Doi: 10.1016/j.jsames.2008.08.010.

Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Cocherie, A., Delor, C., 2008a. Electron microprobe U e Th e Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, 26: 445-462.

Rosa-Costa, L. T., Lafon, J.M., Delor, C., 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, 10: 277-300.

Rosa-Costa, L. T., Ricci, P.S.F., Lafon, J. M., Vasquez, M. L., Carvalho, J. M. A., Klein, E. L., Macambira, E.M.B., 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil-southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4: 101-120.

Russell, W.A, Papanastassiou, D.A, Tombrello, T.A., 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochima Acta*, 42(8): 1075-1090. doi: 10.1016/0016-7037(78)90105-9.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9th. Belém, Actas.

Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Chobebenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, 3: 453-488. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70755-3.

Sato, K., Tassinari, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.C., Angélica R.S. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG-NO, Belém, 91-142p.

Scherer, E.E., Münker, C., Mezger, K., 2001. Calibration of the lutetium–hafnium clock. *Science* 293: 683–687.

Silva, D.P.B., Barros, C.E.M., Lafon, J.M., 2013. Granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba: microtectônica, petrologia, idade e contexto geodinâmico. Província Maroni-Itacaiúnas, Tartarugalzinho, Amapá. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13.

Silva, D.P.B., 2013. Petrologia, estrutural e geocronologia dos granitoides de Tartarugalzinho, Estado do Amapá/Desaix Paulo Balieiro Silva. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná.

Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E., 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219: 311-324.

Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.

Tassinari, C.C.G., & Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartonelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca - SP, 471-485p.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Filho A.T., Campos D.A. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, SBG, 41-95.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.

Tavares, R.P.S., 2009. Granitóides e anfibólitos da serra do navio, borda norte do bloco arqueano Amapá: caracterização petrográfica e geoquímica, geocronologia Pb e Pb em zircão e isótopos de Nd. (Dissertação de Mestrado). PPGG-UFGA. 114p.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.

Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J.M., Monié, P., Rossi, P., Lahondère, D., 2006. Paleoproterozoic (2155–2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, 150: 221–256.

Thiéblemont, D., Tegye, M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319: 87-94.

Vanderhaeghe, O., Ledru P., Thiéblemont, D., Egal E., Cocherie, A., Tegye M., Milési J.J., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, 92: 165-193.

Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:1.000.000. Texto-explicativo. Belém, CPRM, 328p.

Vasquez, M.L., 2006. Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas - sudeste do Cráton Amazônico. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Pará. Belém, Brasil.

Vasquez, M.L., & Lafon, J.M., 2001. Magmatismo tipo A de 1,75Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém, Resumos Expandidos, CD-ROM.

Vervoot, J., 2014. Lu-Hf Dating: The Lu-Hf Isotope System. Encyclopedia of Scientific Dating Methods. Doi: 10.1007/978-94-007-6326-5_46-1.

Wetherill, G.W., 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 9: 290-292. doi:10.1016/0016-7037(56)90029-1.

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

Woodhead, J., Hergt, J., Shelley, M., Eggins, S., Kemp, R., 2004. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries and concomitant age estimation. *Chemical Geology*, 209: 121-135.

Wu, Y., Zheng, Y., 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1554–1569. doi:10.1007/bf03184122

Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., Barton, J.M., 2007. Archaean to Proterozoic crustal evolution in the central zone of the Limpopo belt (South Africa–Botswana): constraints from combined U–Pb and Lu–Hf isotope analyses of zircon. *Journal of Petrology*, 48:1605–1639.