



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOLOGIA**

---

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Hf-  
Nd DO GRANITO PORTO GRANDE, CENTRO-LESTE DO  
AMAPÁ**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:**

**PEDRO HENRIQUE MAGALHÃES BATISTA**

**Orientador: Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto (UFPA)**

**Coorientador: Prof. Dr. Jean-Michel Lafon (UFPA)**

---

**BELÉM – PARÁ  
2021**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOLOGIA**

---

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Hf-  
Nd DO GRANITO PORTO GRANDE, CENTRO-LESTE DO  
AMAPÁ**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:**

**PEDRO HENRIQUE MAGALHÃES BATISTA**

**Orientador: Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto (UFPA)**

**Coorientador: Prof. Dr. Jean-Michel Lafon (UFPA)**

**BELÉM – PARÁ  
2021**

---

**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)**

---

B333g Batista, Pedro Henrique Magalhães.

Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Hf-Nd do Granito Porto Grande, centro-leste do Amapá / Pedro Henrique Magalhaes Batista. — 2021.

xvii, 102 f.: il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto

Coorientador(a): Prof. Dr. Jean Michel Lafon

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2021.

1. Sudeste do Escudo das Guianas. 2. Orogenia Transamazônica. 3. Bloco Amapá. 4. Granitoides Transamazônicos. 5. Granito Porto Grande. I. Título.

CDD 558.11

---



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOLOGIA**

---

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Hf-  
Nd DO GRANITO PORTO GRANDE, CENTRO-LESTE DO  
AMAPÁ**

Apresentado por:

**PEDRO HENRIQUE MAGALHÃES BATISTA**

**Como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia, área de  
Geoquímica, linha de pesquisa em Geocronologia e Geoquímica Isotópica**

Data da aprovação: 30 / 04 / 2021

Conceito: EXCELENTE

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto  
(Orientador-UFPA)

---

MSc. Desaix Paulo Balieiro Silva  
(Membro-CPRM)

---

Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira  
(Membro-UFPA)

*Aos meus pais,  
Claudemar e Ana Cláudia*

## AGRADECIMENTOS

Registro neste espaço os meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para o desenvolvimento da minha trajetória até aqui, com destaque:

Aos meus pais, Claudemar e Ana Claudia, aos meus tios, Vera e Fernando (*in memorian*), e à minha avó Nazaré (*in memorian*), por todo o amor, carinho e segurança concebidos a minha pessoa e sempre incentivando a busca dos meus objetivos em todos os momentos da minha vida.

À minha querida e amada Adria Milena, por todo o amor, carinho, atenção e apoio dispensados a minha pessoa nos últimos anos, especialmente na fase final de desenvolvimento deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Instituto de Geociências (IG) por toda a infraestrutura fornecida à realização da graduação em Geologia e, conseqüentemente, deste trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto (UFPA), pela oportunidade e confiança concedida e por todo o acolhimento, incentivo e ensinamentos valiosos repassados a mim ao longo do desenvolvimento deste trabalho e moldando o meu crescimento acadêmico e profissional.

Ao meu coorientador Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA) pela oportunidade de inserção na pesquisa acadêmica por meio dos projetos de iniciação científica, em que foi meu orientador, bem como pelo acolhimento, ensinamentos e auxílio repassados por ele durante a minha trajetória acadêmica.

À banca designada à avaliação deste trabalho, desde já, especialmente ao Géol. Desaix Silva (CPRM-SUREG-BE) e ao Prof. Dr. Moacir Macambira (UFPA). Estendo meus agradecimentos às instituições ao quais ambos pertencem.

À Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão, do Instituto de Geociências da UFPA, especialmente à bibliotecária Lúcia Imbiriba, pelo auxílio e orientações fundamentais para a normalização acadêmica deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP) da UFPA, pela concessão da bolsa de estudo de iniciação científica e fomento à pesquisa realizada durante os últimos três anos.

Ao Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA), em especial aos técnicos Joelma Lobo e Bruno Veras, pela confecção das

lâminas petrográficas e dos mounts de zircão em resina, ambos essenciais para a realização deste trabalho.

Ao Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, coordenado pelo Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão, pela aquisição das imagens de elétrons retro espalhado por microscopia eletrônica de varredura (MEV) do cristais de zircão do biotita sienogranito JAP18-05.

Ao Laboratório de Microanálise do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências (CLGeo) da Universidade Federal de Sergipe (UFS), pela aquisição das imagens de catodoluminescência por MEV do biotita sienogranito (RPJ19-11). Estendo meus agradecimentos ao Prof. Dr. Herbet Conceição, da UFS, e ao doutorando Fábio Pereira do Programa de Pós-Graduação de Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA, pelo intercâmbio dos mounts à realização das imagens no referido laboratório.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), pela infraestrutura laboratorial e de equipamentos disponibilizados para a preparação de amostras e da realização das análises isotópicas, estendendo-se meus agradecimentos aos professores, estudantes e técnicos-administrativos do laboratório, pelo suporte oferecido.

Ao Grupo de Pesquisa em Geologia Isotópica da UFPA, especialmente aos Amaparaenses, por todos os ensinamentos e informações compartilhadas em nossas reuniões.

Aos professores da Faculdade de Geologia, por todos os ensinamentos repassados durante a minha graduação em Geologia e pelas oportunidades oferecidas em atividades de ensino por meio de monitorias voluntárias, especialmente aos professores Drs. Vladimir Távora, Paulo Gorayeb e João Milhomem Neto.

Aos funcionários do Instituto de Geociências e da Faculdade de Geologia, pela imensa contribuição para a realização e andamento das atividades de rotina e de campo durante a graduação, especialmente aos diretores, motoristas (Evaldo, Raimundo Nazareno e outros) e técnicos-administrativos (Afonso Quaresma, Afonso Ferreira e outros).

Aos meus queridos amigos de turma, a GEO16, pela amizade, apoio e por todas as experiências compartilhadas entre nós durante a graduação e que certamente serão lembradas com muito carinho, especialmente aqueles em que tive o prazer de formar equipes e compartilhar saberes: César Pessoa, José Marcelo, Brenda Barros, Iolanda Gomes, Kalebe Silva, Giovana Miranda, Pedro Oliveira, Leandro Sepeda, Giulliana Paraense, André Arguelhes, Carlos Andrei e Camila Sandy.

Para finalizar, expresso minha gratidão imensurável a todos que contribuíram de forma direta e indireta em meu desenvolvimento pessoal, acadêmico e agora profissional.

## RESUMO

No sudeste do Escudo das Guianas ocorre um bloco continental arqueano denominado de Bloco Amapá, que foi retrabalhado durante o ciclo orogênico Transamazônico (2,26 – 1,95 Ga). Esse terreno é constituído por complexos granulíticos-migmatíticos-gnáissicos e granitoides arqueanos e *greenstone belts* e granitoides paleoproterozoicos. Dentre esses últimos, destaca-se aqui o Granito Porto Grande (GPG), recentemente cartografado pela CPRM-SUREG-BE na Folha Macapá (1:250.000). O GPG é constituído por sieno- e monzogranitos deformados, com proeminente foliação milonítica superposta a feições de fluxo magmático e com idade de  $1842 \pm 23$  Ma obtida por evaporação de Pb em zircão. Problemas de dispersão e incertezas analíticas elevadas denotam cautela na utilização desta idade. Além disso, a ocorrência de granitos deformados com idade pós-transamazônica é incomum nesta região. Este trabalho visa determinar o significado tectônico do GPG em relação à orogenia Transamazônica através da caracterização tectônica por dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS e Sm-Nd em rocha total por TIMS). Petrograficamente foram estudados quatro biotita sienogranitos, que apresentaram feições de deformação dúctil, por meio de foliação milonítica. Os dados geoquímicos mostram uma assinatura cálcio-alcalina de alto K, peraluminosa, parcialmente ferrosa em uma série típica de leucogranitos peraluminosos, com enriquecimento em HFSE, fracionamento de ETR leves e anomalia negativa de Eu. Os diagramas geotectônicos apontam um ambiente sin- a pós-colisional (ou tardi-orogênico) para estes granitos. Os resultados geocronológicos para duas amostras do GPG forneceram idades média ponderadas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2078 \pm 17$  Ma e  $2076 \pm 20$  Ma, que o reposicionam no Riáciano do Bloco Amapá e permitem uma correlação temporal com os granitos da Suíte Vila Bom Jesus (2,08-2,09 Ga). Heranças mesoriácianas (~2,20 Ga) e neoarqueanas (~2,57 Ga) foram também registradas nas análises U-Pb em zircão. A assinatura isotópica Hf-Nd indica idades-modelo mesoarqueanas a paleoarqueanas (Nd- $T_{DM}$ : 2,8 -2,9 Ga e Hf- $T_{DM}^C$ : 3,1 – 3,6 Ga) e parâmetros petrogenéticos subcondríticos ( $\epsilon_{Nd-Hf(t)} < 0$ ), que indicam dominância de retrabalhamento crustal. Além disso, esses dados apontam para mistura de fontes magmáticas com forte contribuição de componentes crustais arqueanos na gênese do GPG. Finalmente, o conjunto de dados obtidos aponta para um magmatismo sin- a tarditectônico, em relação à orogenia Transamazônica.

**Palavras-chave:** Sudeste do Escudo das Guianas. Orogenia Transamazônica. Bloco Amapá. Granito Porto Grande. U-Pb e Lu-Hf em zircão.

## ABSTRACT

In the southeastern Guiana Shield occurs an Archean continental block so called Amapá Block, which was reworked during the Transamazonian orogenic cycle (2,26 - 1.95 Ga). This tectonic segment consists of Archean granulitic-migmatitic-gneiss complex and granitoids, and Paleoproterozoic *greenstone belts* and granitoids. Among these latter, there is Granite Porto Grande (GPG), recently mapped by CPRM-SUREG-BE on Macapá sheet (1: 250,000). GPG consists of deformed syenogranites and monzogranites, with a prominent mylonitic foliation superimposed on features of magmatic flow and dated at  $1842 \pm 23$  Ma by evaporation of Pb in zircon. Dispersion problems and elevated analytical uncertainties denote caution in the use of this age. In addition, the occurrence of deformed granites with post-transamazonian age is unusual in this region. This work aims to determine the tectonic meaning of the GPG in relation to Transamazonian orogeny through tectonic characterization by petrographic, geochemical and isotopic data (zircon U-Pb and Lu-Hf by LA-ICP-MS and whole-rock Sm-Nd by TIMS). Petrographically, four biotite syenogranites were studied, which presented features of ductile deformation by mylonitic foliation. The geochemical data provided a high-K calcium-alkaline, peraluminous, partially ferrous signature in a typical series of peraluminous leucogranites, with HFSE enrichment, LREE fractionation and negative Eu anomaly. Geotectonic diagrams denote a post-to sin-collisional environment for these granites. The geochronological results for two samples of the GPG provided  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  weighted average ages in  $2078 \pm 17$  Ma and  $2076 \pm 20$  Ma, who repositioned it in the Rhyacian of Amapá Block and allow a temporal correlation with the granites of the Vila Bom Jesus suite (2.08-2.09 Ga). Mesorhyacian ( $\sim 2.20$  Ga) and Neoproterozoic inheritances ( $\sim 2.57$  Ga) were also recorded in zircon U-Pb analyzes. Hf-Nd isotopic signature indicates Mesoarchean model ages ( $\text{Nd-T}_{\text{DM}}: 2.8 - 2.9$  Ga and  $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}: 3.1 - 3.6$  Ga) and subchondritic petrogenetic parameters ( $\epsilon_{\text{Nd-Hf}(t)} < 0$ ), which indicate dominance of crustal rework. In addition, this data indicates to mixture of magmatic sources with a strong contribution of Archean crustal components into the GPG genesis. Finally, the set of data obtained points to a syn-to late-tectonic magmatism, in relation to Transamazonian orogeny.

**Key-words:** Southeastern Guiana Shield. Transamazonian orogeny. Amapá Block. Porto Grande Granite. Zircon U-Pb and Lu-Hf.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Mapa de localização da área em estudo. (A) Localização do Estado do Amapá no Brasil e na América do Sul. (B) Estado do Amapá e seus limites geográficos, com retângulo preto destacando a região de Porto Grande – AP e retângulos marrons indicando a localização das folhas geológicas Macapá NA.22-Y-D) e Rio Araguari (NA.22-Y-B). (C) Região de estudo, no centro-leste do Amapá, com a localização das amostras coletadas para este trabalho nas margens e leito do Rio Araguari e na pedreira da UsiBritas Mineração nos arredores da cidade de Porto Grande. ....3
- Figura 2- Compartimentação tectônica da porção emersa da Placa Sul-Americana: Plataforma Sul-Americana, Plataforma da Patagônia e Faixa Andina. Em destaque, estão os escudos sul-americanos: Guianas (I), Brasil-Central (II) e Atlântico (III). Os dois primeiros compõem o Cráton Amazônico (Schobbenhaus & Brito Neves 2003). .....6
- Figura 3- Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas, com ênfase nas principais associações tectono-estratigráficas (Fraga & Cordani 2019). .....9
- Figura 4- (A) Associações tectono-estratigráficas da porção Sudeste do Escudo das Guianas (modificado de Rosa-Costa *et al.* 2014). (B) Domínios geotectônicos da borda oriental do Escudo das Guianas, em território brasileiro (Rosa-Costa *et al.* 2014). ..... 10
- Figura 5- Modelo de evolução geodinâmica para os terrenos paleoproterozoicos do Escudo das Guianas, na Guiana Francesa e leste do Amapá, de acordo com Delor (2003a) (Rosa-Costa, 2006). ..... 12
- Figura 6- Recorte do mapa geológico da Folha Macapá (1:250.000; Barbosa & Chaves 2015), com ênfase na área de estudo. Em destaque central (vermelho) está o Granito Porto Grande circundado a oeste por unidades de embasamento do Bloco Amapá, a nordeste por uma unidade do domínio paleoproterozoico Lourenço e a sudeste por coberturas sedimentares quaternárias (adaptado de Barbosa & Chaves 2015). ..... 18
- Figura 7- Diagrama Concórdia convencional (Wetherill 1956) utilizado para determinar idades de cristalização. Os pontos analíticos plotados em cima da Concórdia indicam idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  coincidentes e concordantes, enquanto os pontos analíticos afastados da Concórdia indicam idades discordantes (Jäger & Hunziker 1979). .....26
- Figura 8- Diagrama de evolução isotópica de Hf a partir de um reservatório condriticos (Patchett *et al.* 1981, Kinny & Mass 2003). .....29

Figura 9- Aspectos gerais de campo do Granito Porto Grande. (A) Ocorrências de sienogranitos em lajedos na margem esquerda do Rio Araguari (RPJ19-13). (B) Sienogranitos em blocos abaulados na margem esquerda do rio supracitado (RPJ19-11). (C) No entorno da cidade de Porto Grande o granito é explorado para a produção de brita à construção civil, que proporciona a exposição da rocha em grandes e volumosos blocos expostos artificialmente (JAP18-05). (D) Foliação proto- a mesomilonítica no biotita sienogranito (JAP18-05), destacada por cristais de quartzo e plagioclásio estirados e contornando os pórfiroclastos de K-feldspato (E) Material afanítico escuro (pseudotaquilito) secciona discordantemente o biotita sienogranito..46

Figura 10- Diagrama de classificação petrográfica Q-A-P (Le Maitre 2002) das rochas do Granito Porto Grande.....47

Figura 11- Aspectos gerais do biotita sienogranito JAP18-05. (A) Rocha porfirítica de composição sienogranítica, que destaca um estiramento local em cristais quartzo e orientação de biotita, definindo uma trama anisotrópica à rocha; (B) Fenocristais euédricos de microclínio de dimensões em torno de 2 a 3 centímetros; (C) Porções da rocha, especialmente a matriz grossa, incorporam um material afanítico seccionado de cor escura denominado de pseudotaquilito, que está associado a zonas de falhas em ambientes crustais rasos.....48

Figura 12- Aspectos fotomicrográficos a nicóis cruzados do biotita sienogranito JAP18-05. (A) Os constituintes principais da rocha são dados por cristais de microclínio (Mc) envolvidos em uma matriz de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz), que por vezes apresenta extinção ondulante; (B) Porfiroclastos de microclínio e plagioclásio separados por uma faixa de quartzo recristalizada. Na parte inferior, abaixo dos fenocristais de microclínio e plagioclásio, o pseudotaquilito pode ser observado; (C) Destaque para os porfiroclastos de feldspato alcalino com maclamento Carlsbad; (D) Porfiroclasto de microclínio envolvido por uma matriz recristalizada de quartzo e plagioclásio. ....49

- Figura 13- Aspectos fotomicrográficos do biotita sienogranito (JAP18-05). (A) A nicóis paralelo, observa-se faixas alongadas, constituídas por quartzo (Qz), destacando a foliação milonítica na rocha. (B) A mesma faixa a nicóis cruzados, que destacam feições deformacionais como ribbon quartz e extinção ondulante, além de pórfiroclastos de plagioclásio e microclínio. (C) Lamelas orientadas de biotita (Bt) e inclusas em microclínio (Mc) a nicóis cruzados. (D) Mostra a reação da substituição (alteração) da biotita (Bt) para a clorita (Chl) a nicóis cruzados. Também se observa a ocorrência de cristais de zircão (Zr) fraturado, birrefringência alta e com zoneamento concêntrico.....50
- Figura 14- Aspectos gerais do biotita sienogranito RPJ19-11. (A) Blocos abaulados na margem esquerda do Rio Araguari exibem um biotita sienogranito. (B) Possui uma textura porfirítica destacada por fenocristais de microclínio; (C) Cristais estirados de quartzo dão uma trama milonítica ao redor do microclínio; (D) Cristais ocelares de microclínio também foram observados, comprovando uma trama milonítica secundária à trama magmática principal.....51
- Figura 15- Aspectos fotomicrográficos do biotita sienogranito RPJ19-11. (A) Porfiroclastos de microclínio (Mc), a nicóis cruzados, apresentam contato irregulares com formas ocelares em função da milonitização sofrida pela rocha; (B) Cristais de plagioclásio (Pl), a nicóis cruzados, em granulação média são envoltos por uma matriz recristalizada constituída por quartzo e feldspato em granulação fina; (C) A nicóis cruzados observa-se a matriz composta por quartzo (Qz) e feldspato foi recristalizada, formando subgrãos de quartzo que contornam os pórfiroclastos e por vezes formam formas fitadas; (D) Detalhe da matriz recristalizada, a nicóis cruzados, contendo cristais de microclínio, quartzo e plagioclásio todos em granulação fina; (E) Orientação preferencial do cristais de biotita (Bt) contornando os limites do pórfiroclasto de microclínio e quase sempre associadas as faixas estiradas de quartzo, acima, a nicóis paralelo; (F) A granada (Grt) ocorre na rocha em granulação fina, anédrica e bastante fraturada, a nicóis paralelo. ....53
- Figura 16- Aspectos gerais do biotita sienogranito RPJ19-12. (A) Bloco métrico localizado no leito do rio Araguari, que exibem uma rocha porfirítica com fenocristais de feldspato (microclínio) orientados e que atingem dimensões de até 5 centímetros. (B) Destaque para a presença massiva de pórfiroclastos de microclínio euédricos. (C) Os fenocristais, em geral, exibem orientação NW-SE interpretada como orientação de fluxo magmático. ....55

- Figura 17- Aspectos fotomicrográficos do biotita sienogranito RPJ19-12. (A) A nicóis cruzados, os porfiroclastos de microclínio (Mc) exibem-se fraturados e preenchidos por subgrãos de quartzo (Qz); (B) Ocorrência de quartzo (Qz) em fitas (ribbon quartz) e biotita (Bt) deformada ao redor dos porfiroclastos de microclínio (Mc), a nicóis cruzados; (C) Feições de deformação no quartzo, tais como extinção ondulante e formação de subgrão. A biotita (Bt) aparece contornando o cristal de plagioclásio (Pl), comumente alterado para sericita, a nicóis cruzados; (D) Lamelas de biotitas orientadas em uma direção preferencial na rocha, a nicóis paralelo. ....56
- Figura 18- Aspectos gerais do biotita sienogranito RPJ19-13. (A) Rocha porfirítica de granulação grossa e composição sienogranítica e biotita como principal constituinte máfico na rocha. (B) Porfiroclastos, de até oito centímetros, de feldspato alcalino destacam a textura porfirítica da rocha. (C) Trama milonítica imposta por cristais de quartzo e feldspatos estirados definindo orientação NW-SE à rocha. .... 58
- Figura 19- Aspectos fotomicrográficos do biotita sienogranito RPJ19-13. (A) O microclínio ocorre como fenocristais de até 12 mm, contornados por cristais finos de quartzo recristalizado, a nicóis cruzados; (B) A matriz é constituída principalmente por quartzo, que ocorrem em faixas extensas e recristalizado em subgrãos ao redor dos fenocristais de microclínio, a nicóis cruzados; (C) A biotita, associada com os minerais opacos e a granada, ocorre como lamelas finas e orientadas, a nicóis cruzados; (D) Lamelas de biotitas deformadas e orientadas ao redor de um cristal de plagioclásio e minerais opacos registrando uma orientação preferencial similar a biotita, a nicóis paralelo. .... 60
- Figura 20- Diagrama Harker ( $\text{SiO}_2$  vs. óxidos) para elementos maiores das rochas estudadas do Granito Porto Grande, em comparação com outros granitoides da Suíte Vila Bom Jesus. .... 63
- Figura 21- Diagramas de classificação geoquímica do biotita sienogranito (JAP18-05) em comparação com outros dados do Granito Porto Grande e granodioritos a monzogranitos da Suíte Vila Bom Jesus (A) Diagrama multicatiônico R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980); (B) Diagrama normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965); (C) Diagrama P  $[\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})]$  vs. Q  $[(\text{Si}/3) - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)]$  (Debon & LeFort 1983). .... 64

- Figura 22- Diagrama de classificação geoquímica de séries magmáticas e afinidades do biotita sienogranito (JAP18-05) em comparação com outros dados do Granito Porto Grande e granodioritos a monzogranitos da Suíte Vila Bom Jesus. (A) Diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Peccerillo & Taylor 1976); (B) Diagrama  $Na_2O + K_2O - CaO$  vs.  $SiO_2$  (Frost *et al.* 2001); (C) Diagrama  $FeOt/FeOt+MgO$  vs.  $SiO_2$  (Frost *et al.* 2001); (D) Índice de saturação em alumina [(A/NK)/(A/CNK)] (Shand 1943). ..... 65
- Figura 23- Diagramas multielementares das rochas do Granito Porto Grande em comparação com as rochas da Suíte Vila Bom Jesus. (A) Diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (Sun & McDonough 1989) das rochas em estudo. (B) Diagrama de elementos terras-raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984). ..... 67
- Figura 24- Diagramas de classificação tectônica das rochas do Granito Porto Grande, em comparação com os granodioritos e monzogranitos da Suíte Vila Bom Jesus. (A) Diagrama multicatiônico R1-R2 para ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden 1985); (B) Diagrama geoquímico discriminante de ambiente tectônicos de granitos [Rb vs. (Y+Nb)] (Pearce *et al.* 1984); (C) Diagrama de tipologia de granitos (Whalen *et al.* 1987); (D) Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos [(Nb/Zr)<sub>N</sub> vs. Zr] (Thiéblemont & Tegyev 1994). ..... 68
- Figura 25- Imagens de elétrons retroespalhados (ERE) dos cristais de zircão representativos do biotita sienogranito JAP18-05, destinado à realização das análises U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS. Os círculos tracejados (50 $\mu$ m) apontam a localização dos furos para a realização das análises de Hf, enquanto os círculos contínuos (10-25 $\mu$ m) indicam o local dos furos efetuados para determinar as idades U-Pb. ..... 70
- Figura 26- Diagrama Concórdia contendo os dados U-Pb em zircão obtidos para o biotita sienogranito (JAP18-05). São observadas, ao menos, três gerações de zircão, dos quais seis deles são concordantes em ~2,08 Ga e forneceram uma idade média ponderada  $^{207}Pb/^{206}Pb$  de  $2078 \pm 17$  Ma..... 71
- Figura 27- Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão representativos do biotita sienogranito RPJ19-11, destinado à realização das análises U-Pb em zircão por LA-ICP-MS. Os círculos contínuos (10-25 $\mu$ m) indicam o local dos furos efetuados para determinar as idades U-Pb. ..... 75
- Figura 28- Diagrama Concórdia contendo os dados U-Pb em zircão obtidos para o biotita sienogranito RPJ19-11. Três zircões concordantes em ~2,08 Ga forneceram uma idade média ponderada  $^{207}Pb/^{206}Pb$  de  $2076 \pm 20$  Ma. .... 76

Figura 29- Diagrama  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  vs. idade (Ma), mostrando que a geração do protólito crustal do biotita sienogranito (JAP18-05) do Granito Porto Grande ocorreu predominantemente em 3,1-3,2 Ga. Os cristais herdados mostram um período extração dos seus respectivos protólitos crustais entre ~3,1 e 3,6 Ga. O campo em cinza corresponde ao intervalo de idades-modelo Hf- $T_{\text{DM}}^c$  obtido para o Bloco Amapá (Milhomem Neto & Lafon 2019). As linhas tracejadas representam os trends de evolução crustal, calculados usando a razão  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,015 como uma média da crosta continental (Griffin *et al.* 2002, 2004). No diagrama também constam a assinatura isotópica dos granodioritos SJJ-04 e SJJ-07 da Suíte Vila Bom Jesus (Vianna *et al.* 2020), para fins de comparação. .... 78

Figura 30- Diagrama  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs. idade (Ga) da amostra do biotita sienogranito JAP18-05, bem como de uma amostra disponível na literatura (JB-23A; Barbosa & Chaves 2015) para o Granito Porto Grande e para os granodioritos SJJ-04 e SJJ-07 da Suíte Vila Bom Jesus (Vianna *et al.* 2020). Os campos em cinza correspondem aos intervalos de idades-modelo Nd- $T_{\text{DM}}$  do Bloco Amapá (Milhomem Neto & Lafon 2019) e dos domínios paleoproterozoicos (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014) do sudeste do Escudo das Guianas. .... 80

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Síntese das principais unidades litoestratigráficas do Bloco Amapá. ....	14
Tabela 2- Síntese das principais unidades litoestratigráficas do Domínio Lourenço.....	16
Tabela 3- Séries de decaimento radioativo dos isótopos de U e Th, bem como suas respectivas constantes de decaimento e tempo de meia vida (Fonte: Faure 1986).....	24
Tabela 4- Isótopos de Lu e Hf e suas respectivas abundâncias isotópica. (Fonte: Bertotti 2012). ....	28
Tabela 5- Isótopos de Sm e Nd e suas respectivas abundâncias isotópicas (Fonte: Bertotti 2005). ....	31
Tabela 6- Relação da amostragem realizada durante as etapas de campo, com as coordenadas geográficas e os procedimentos analíticos efetuados nas amostras coletadas. ....	37
Tabela 7- Dados geoquímicos das rochas do Granito Porto Grande, em comparação com os granitoides transamazônicos da Suíte Vila Bom Jesus.....	61
Tabela 8- Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS dos biotita sienogranitos JAP18-05 e RPJ19-11 e dos materiais de referência utilizados (BB e Plešovice). ....	72
Tabela 9- Dados isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS do biotita sienogranito JAP18- 05. ....	79
Tabela 10- Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total por TIMS do biotita sienogranito JAP18- 05. ....	80

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	viii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	ix
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xv
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	5
2.1 PLATAFORMA SULAMERICANA E CRÁTON AMAZÔNICO .....	5
2.2 SUDESTE DO ESCUDO DOS GUIANAS .....	8
2.2.1 Bloco Amapá .....	12
2.2.2 Domínio Lourenço .....	15
2.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO .....	17
2.3.1 Complexo Tumucumaque .....	19
2.3.2 Complexo Guianense .....	19
2.3.3 Grupo Vila Nova .....	20
2.3.4 Complexo Tartarugal Grande .....	20
2.3.5 Granito Porto Grande .....	21
2.3.6 Diabásio Cassiporé .....	22
2.3.7 Cobertura Sedimentar Quaternária .....	22
<b>3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DOS MÉTODOS ISOTÓPICOS</b> .....	23
3.1 SISTEMA GEOCRONOLÓGICO U-Pb E SUA APLICAÇÃO EM CRISTAIS DE ZIRCÃO .....	24
3.2 SISTEMA ISOTÓPICO Lu-Hf E SUA APLICAÇÃO EM CRISTAIS DE ZIRCÃO .....	27
3.3 SISTEMA ISOTÓPICO Sm-Nd E SUA APLICAÇÃO EM ROCHA TOTAL .....	30
<b>4 PROBLEMÁTICA CIENTÍFICA</b> .....	33
<b>5 OBJETIVOS</b> .....	35
<b>6 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	36
6.1 TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM .....	36
6.2 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA .....	38
6.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS .....	38
6.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA .....	40

6.5 ANÁLISE E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA.....	40
6.6 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS .....	41
6.7 Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS.....	42
6.8 Sm-Nd EM ROCHA TOTAL POR TIMS .....	43
<b>7 RESULTADOS .....</b>	<b>45</b>
7.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS .....	45
<b>7.1.1 Biotita sienogranito JAP18-05 .....</b>	<b>47</b>
<b>7.1.2 Biotita sienogranito RPJ19-11 .....</b>	<b>51</b>
<b>7.1.3 Biotita sienogranito RPJ19-12 .....</b>	<b>54</b>
<b>7.1.4 Biotita sienogranito RPJ19-13 .....</b>	<b>57</b>
7.2 GEOQUÍMICA EM ROCHA TOTAL .....	60
7.3 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS .....	69
<b>7.3.1 Biotita sienogranito JAP18-05 .....</b>	<b>69</b>
<b>7.3.2 Biotita sienogranito RPJ19-11 .....</b>	<b>75</b>
7.4 Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS.....	77
7.5 Sm-Nd EM ROCHA TOTAL POR TIMS .....	80
<b>8 DISCUSSÕES .....</b>	<b>81</b>
8.1 CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA .....	81
8.2 IDADE DE CRISTALIZAÇÃO E AMBIENTE TECTÔNICO.....	83
8.3 ASSINATURA ISOTÓPICA Hf-Nd .....	86
<b>9 CONCLUSÕES.....</b>	<b>90</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>92</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O estado do Amapá, situado no norte do Brasil, compreende uma região de alta complexidade geológica inserida no extremo sudeste do Escudo das Guianas, segmento norte do Cráton Amazônico. Essa região é caracterizada pela ocorrência de três domínios geotectônicos, dos quais destaca-se um domínio arqueano (Bloco Amapá) intensamente retrabalhado durante o ciclo orogênico Transamazônico (2,26 – 1,95 Ga; Vanderhaeghe *et al.* 1998, Avelar *et al.* 2003, Delor *et al.* 2003a, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014) e dois domínios representados por segmentos crustais paleoproterozoicos (Lourenço e Carecuru), decorrentes deste Ciclo, os quais bordejam o Bloco Amapá ao norte e ao sul, respectivamente, como resultado de sucessivas acreções tectônicas e magmáticas durante o Paleoproterozoico (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014). A geologia do Bloco Amapá é caracterizada por terrenos de alto grau que englobam ortognaisses, ortognaisses migmatíticos, e granulitos meso-neoarqueanos retrabalhados durante a orogenia Transamazônica, responsável pela formação de *greenstone belts* e suíte granitoides meso-neoriacianas (2190 – 2130 Ma e 2110 – 2050 Ma) (Rosa-Costa *et al.* 2006, Barreto *et al.* 2013). Por sua vez, os domínios Lourenço e Carecuru representam terrenos riacianos constituídos por granitoides e *greenstone belts*, com relíquias crustais arqueanas do Bloco Amapá, associados a ambientes de arcos magmáticos com subducção oceânica seguida de acreção tectônica por colisão (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2019, 2020).

Nos últimos anos, o Serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de Belém (CPRM-SUREG-BE) vêm ampliando o conhecimento geológico no estado do Amapá por meio da realização do Programa Geologia do Brasil (PGB). Este programa conta com diversas atividades de mapeamento geológico que deram suporte para confecção de Mapas Geológicos e Notas Explicativas sobre a geologia e recursos minerais da região, com destaque aqui para as folhas Macapá (NA.22-Y-D; Barbosa & Chaves 2015) e Rio Araguari (NA.22-Y-B; Rosa-Costa *et al.* 2014), destacadas na Figura 1, e folhas Oiapoque (NA.22-V-B; Faraco & Théveniaut 2011) e Lourenço (NA.22-V-D; Rosa-Costa *et al.* 2018). Nelas foram reconhecidas unidades do embasamento e granitoides arqueanos, além de *greenstone belts* e granitoides riacianos decorrentes da orogenia Transamazônica, que têm sido estudados em diversos trabalhos acadêmicos desenvolvidos por estudantes e pesquisadores do grupo de Geologia Isotópica da UFPA (p. ex. Milhomem Neto 2018, Vianna 2019, Pinto 2020).

Dentre as novidades apresentadas no Projeto Geologia da Folha Macapá, ressalta-se a individualização de novos corpos geológicos, incluindo-se o Granito Porto Grande (Barbosa *et al.* 2013, Barbosa & Chaves 2015) no nordeste da Folha. Esta unidade litoestratigráfica

aflora no entorno da cidade de Porto Grande, abrangendo o limite municipal com Ferreira Gomes, na região centro-leste do estado do Amapá. Porto Grande está localizada a cerca de 84 km, em linha reta, a noroeste da capital, Macapá, e serviu como base para os trabalhos de campo no âmbito deste estudo. O acesso foi realizado por via terrestre através das rodovias federais BR-156 e BR-210, além de estradas vicinais. Os afloramentos estudados englobam pedreiras de extração de agregados para construção civil, e lajedos de leito e margens de cursos d'água principal (Rio Araguari), próximos à cidade (Figura 1).

O Granito Porto Grande ocorre, em mapa, como um plúton intrusivo de aproximadamente 100 km<sup>2</sup> de área, situado na borda norte do Bloco Amapá, na zona de transição com o Domínio Lourenço, e caracterizado pela ocorrência de sienogranitos a monzogranitos deformados com idade de cristalização pós-transamazônica em  $1842 \pm 23$  Ma (evaporação de chumbo em zircão por espectrometria de massa de termo-ionização - TIMS), derivado do retrabalhamento crustal ( $\epsilon_{Nd(1,84 Ga)}: -9,8$ ) de protólitos mesoarqueanos (idade-modelo Sm-Nd em rocha total por TIMS de 2,87 Ga; Barbosa & Chaves 2015). A assinatura geoquímica e a idade de cristalização orosiriana obtidas por Barbosa & Chaves (2015) sugeriram o caráter anorogênico em ambiente pós-colisional à unidade (Barbosa & Chaves 2015). No entanto, o reconhecimento de um magmatismo orosiriano, assim como a possível existência de um evento pós-transamazônico de deformação são fatos incomuns e desconhecidos nessa porção do Escudo das Guianas.

Os resultados obtidos pelo método de evaporação de chumbo em zircão na referida unidade, quando avaliados, indicam a necessidade de cautela na interpretação em virtude da incerteza observada nos parâmetros analíticos. Por exemplo, o elevado erro sobre a idade média ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  considerando-se o método aplicado. Cristais de zircão com estrutura interna complexa ou metamíticos, como tipicamente encontrados no Granito Porto Grande, nem sempre permitem a determinação de uma idade de evaporação de chumbo confiável e considerando a importância geotectônica de um posicionamento cronológico seguro da unidade, torna-se indispensável a realização de estudos de geocronologia para a determinação da idade de cristalização por métodos modernos e mais robustos, a exemplo da metodologia U-Pb em cristais de zircão por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado e sistema de ablação a laser (LA-ICP-MS) em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA (Milhomem Neto *et al.* 2017b).

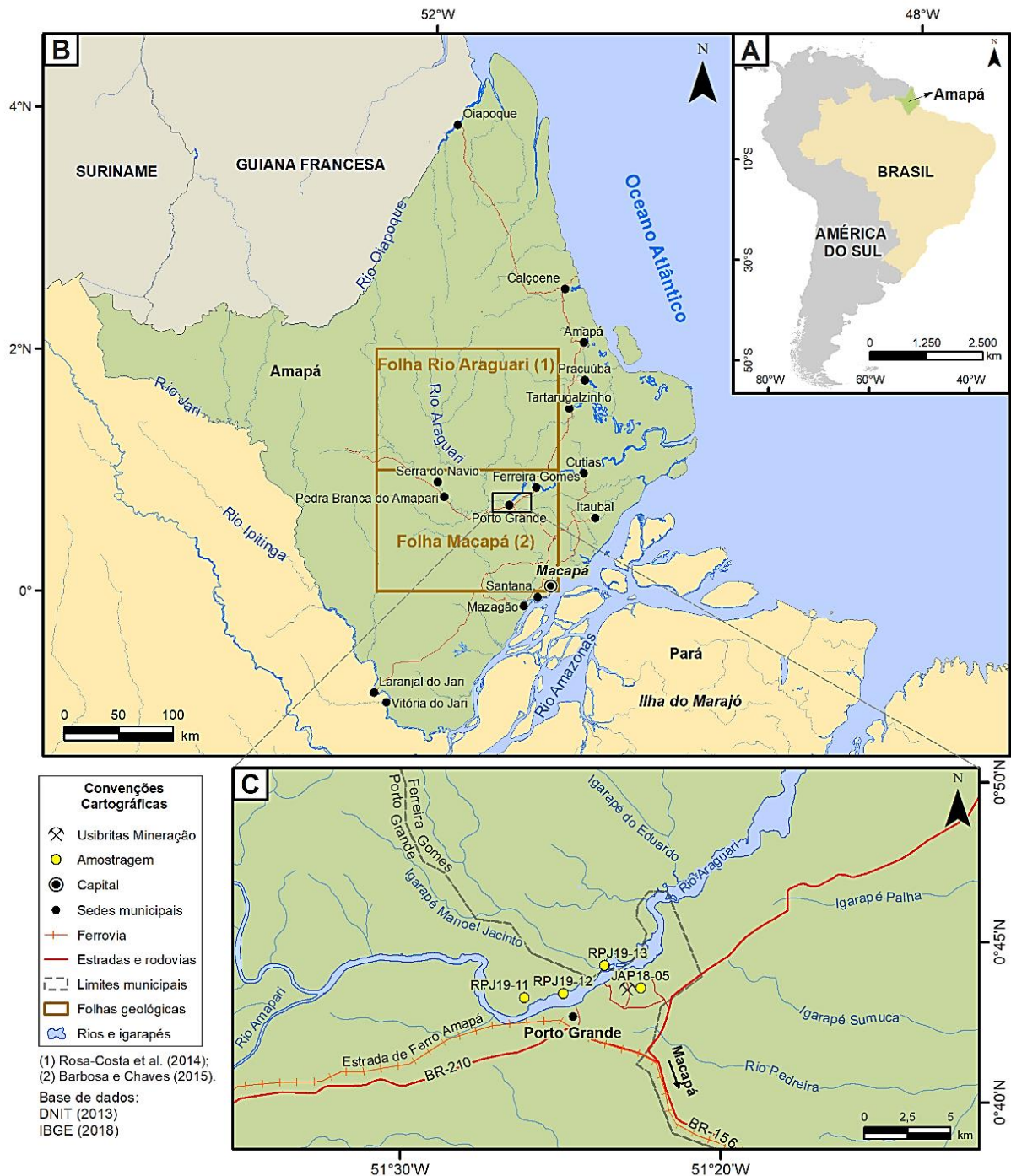


Figura 1- Mapa de localização da área em estudo. (A) Localização do Estado do Amapá no Brasil e na América do Sul. (B) Estado do Amapá e seus limites geográficos, com retângulo preto destacando a região de Porto Grande – AP e retângulos marrons indicando a localização das folhas geológicas Macapá NA.22-Y-D) e Rio Araguari (NA.22-Y-B). (C) Região de estudo, no centro-leste do Amapá, com a localização das amostras coletadas para este trabalho nas margens e leito do Rio Araguari e na pedreira da UsiBritas Mineração nos arredores da cidade de Porto Grande.

A aplicação de sistemas isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS e Sm-Nd em rocha total por TIMS em estudos petrogenéticos são fundamentais para desvendar a história evolutiva do Granito Porto Grande, pois ambos fornecem subsídios para investigar e rastrear

as fontes magmáticas responsáveis pela gênese da unidade, bem como os processos envolvidos. Desse modo, o uso desses sistemas isotópicos visa obter idades-modelos, bem como o parâmetro petrogenético ( $\epsilon$ ) das rochas da unidade em estudo. Estas informações devem indicar, ou não, a homogeneidade em termos de fontes geradoras da unidade visto suas dimensões quilométricas e o seu posicionamento na zona de contato entre dois segmentos tectônicos distintos (Bloco Amapá e Domínio Lourenço).

Este trabalho traz novos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos (U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd) que permitem discutir a gênese, idade e o significado tectônico do Granito Porto Grande em relação à orogenia Transamazônica. O documento está organizado em capítulos que condensam o contexto geológico regional, a fundamentação teórica dos sistemas isotópicos utilizados, a problemática científica, bem como os objetivos propostos. Descreve ainda os materiais e métodos necessários para a obtenção dos resultados apresentados ao final do trabalho, que embasaram as discussões e conclusões aqui apresentadas. O presente trabalho de conclusão de curso inclui resultados obtidos nos últimos dois anos em iniciações científicas fomentadas pelo CNPq, sob orientação dos professores Dr. João Marinho Milhomem Neto e Dr. Jean-Michel Lafon, ligado à linha de pesquisa “Geocronologia e Geoquímica isotópica aplicadas à evolução crustal e metalogenia da Amazônia Oriental” do Laboratório Pará-Iso/UFPA.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 PLATAFORMA SULAMERICANA E CRÁTON AMAZÔNICO

O continente Sul-Americano está inserido no contexto geológico da Placa Sul-Americana, que por sua vez é constituída por três grandes domínios geotectônicos: Plataforma Sul-Americana, Plataforma da Patagônia e Faixa Andina (Figura 2). Sabe-se que todo o território brasileiro está inserido na Plataforma Sul-Americana, sendo esta definida como uma porção continental estável da placa homônima e, conseqüentemente, não afetada por zonas orogênicas fanerozoicas (Almeida *et al.* 1981, 2000). A Plataforma Sul-Americana está compartimentada em escudos pré-cambrianos e coberturas sedimentares fanerozoicas (Figura 2). Os escudos pré-cambrianos constituem núcleos cratônicos expostos e são representados pelos escudos Atlântico, Brasil-Central e das Guianas. Os dois últimos escudos, que compõem o Cráton Amazônico ocorrem no norte do continente Sul-Americano, enquanto o Escudo Atlântico ocorre no litoral atlântico do território brasileiro (Almeida *et al.* 2000, Tassinari *et al.* 2000).



Figura 2- Compartimentação tectônica da porção emergida da Placa Sul-Americana: Plataforma Sul-Americana, Plataforma da Patagônia e Faixa Andina. Em destaque, estão os escudos sul-americanos: Guianas (I), Brasil-Central (II) e Atlântico (III). Os dois primeiros compõem o Cráton Amazônico (Schobbenhaus & Brito Neves 2003).

O Cráton Amazônico compreende uma extensa área de 4,3 milhões de km<sup>2</sup> na porção norte do continente Sul-Americano. Estende-se pelos estados da região norte do Brasil, exceto Acre, e parte do Mato Grosso no centro-oeste, além de outros países como a Bolívia, Colômbia, Guiana, Guiana Francesa, Venezuela e Suriname. É circundado por cinturões móveis neoproterozoicos e tornou-se tectonicamente estável a cerca de 1,0 Ga (Almeida *et al.* 1981, 2000, Tassinari & Macambira 1999).

Os modelos de compartimentação tectônica para o Cráton Amazônico foram baseados em vertentes estruturais (Almeida *et al.* 1981, Hasui *et al.* 1984, Costa & Hasui 1997) e/ou geocronológicas (Cordani *et al.* 1979, 2009, Cordani & Teixeira 2007, Santos *et al.* 2003, 2006, Tassinari & Macambira 1999, 2004). O modelo geocronológico pauta-se em orogenias modernas e assume que o Cráton Amazônico é formado por faixa móveis paleo-mesoproterozoicas acrescida ao redor de um núcleo arqueano antigo (Tassinari & Macambira 2004).

O trabalho precursor de compartimentação tectônica neste modelo foi proposto por Cordani *et al.* (1979), o qual designou províncias geocronológicas-estruturais a partir de dados isotópicos Rb/Sr e K/Ar existentes na região amazônica. Com a realização de novos estudos na região e, conseqüentemente, a obtenção de novos dados geocronológicos por outros métodos, alguns mais robustos, foram surgindo novas propostas e adaptações, por exemplo a compartimentação de Santos *et al.* (2000, 2003) e de Tassinari & Macambira (1999, 2004). Atualmente, essas propostas baseiam-se em dados geocronológicos, aliados a padrões estruturais, caracterização litológica e evidências geofísicas semelhantes (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari & Macambira 2004).

A compartimentação tectônica de Tassinari & Macambira (1999) segmenta o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central (> 2,6 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,26 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,5 Ga), Rondônia-San Ignácio (1,55 – 1,30 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,00 Ga). Essa compartimentação diverge no número, limites, extensões e idades das províncias designada por Santos *et al.* (2003). Dentre essas províncias, a Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) caracteriza-se como uma província orogenética paleoproterozoica, com *trend* direcional e estrutural preferencialmente WNW-ESE, acrecionada ao redor de um núcleo arqueano (Província Amazônia Central), com evolução e consolidação relacionadas com a orogenia Transamazônica (2,26 – 1,95 Ga) (Cordani *et al.* 1979, Tassinari & Macambira 1999, 2004).

A caracterização litológica da PMI é definida por terrenos gnáissicos e granulíticos, por vezes migmatizados, e rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e

metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito baixo (*greenstone belts*) e granitoides associados (magmatismo TTG e granítico) (Tassinari & Macambira 2004). A PMI é compartimentada em cinco domínios tectônicos no território brasileiro: bloco arqueano Amapá e domínios riacianos Lourenço e Carecuru, no Escudo da Guianas, e domínios Bacajá e Santana do Araguaia, também riacianos, no Escudo Brasil-Central (Macambira *et al.* 2007, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014).

## 2.2 SUDESTE DO ESCUDO DOS GUIANAS

O Escudo das Guianas (Figura 3) localiza-se na porção setentrional do Cráton Amazônico e estende-se pelo extremo norte do Brasil (Amapá, nordeste do Amazonas, noroeste do Pará e Roraima), Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa (Kroonenberg *et al.* 2016). O conhecimento acerca desta região é baixo em função das condições de acesso e da vasta cobertura vegetal da floresta Amazônica, no entanto este panorama vem se modificando nas últimas três décadas por meio da realização de mapeamentos geológicos, estudos geocronológicos e levantamentos aerogeofísicos (Gibbs & Barron 1993, Vanderhaeghe *et al.* 1998, Tassinari & Macambira 1999, 2004, Delor *et al.* 2003a,b, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014, Cordani & Teixeira 2007, Fraga *et al.* 2009, Kroonenberg *et al.* 2016, Fraga & Cordani 2019).

A geologia do Escudo das Guianas (Figura 3; Fraga & Cordani 2019) é caracterizada pela ocorrência de núcleos arqueanos (Bloco Amapá, a sudeste, e Complexo Imataca, a noroeste), separados por um cinturão de *greenstones* e granitoides riacianos, que se estende em direção NW-SE pela borda leste do escudo, com registros de metavulcânicas félsicas intrudidas por granitos rasos do Cinturão Oracaima, parcialmente recoberto por rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, granitoides e gnaisses orosirianos dos Arcos Anauá e Trairão, rochas supracrustais de alto grau metamórfico do Cinturão Cauarane-Coeroeni, além de granitoides e gnaisses do Cinturão Ígneo Rio Urubu e rochas vulcânicas félsicas e intrusões graníticas pertencentes ao cinturão Iricoumé-Jatapu (ou magmatismo Uatumã) (Kroonenberg *et al.* 2016).

No sudeste do Escudo das Guianas (Figura 4), dentro dos limites da PMI, destaca-se a ocorrência do Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006), que se estende pela porção meridional do estado do Amapá até o noroeste do Pará. O bloco arqueano Amapá é envolvido por um grande cinturão orogênico granito-*greenstone* essencialmente riaciano, que se estende no extremo norte do Brasil (no Amapá e noroeste do Pará), Guiana Francesa, Guiana e Suriname (Milhomem Neto & Lafon 2020). Esta faixa orogênica paleoproterozoica é segmentada no

território brasileiro em dois domínios tectônicos: Domínio Lourenço, situado do centro-norte do Amapá e estendendo-se até o limite norte com a Guiana Francesa, e Domínio Carecuru, no noroeste do estado do Pará (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014).

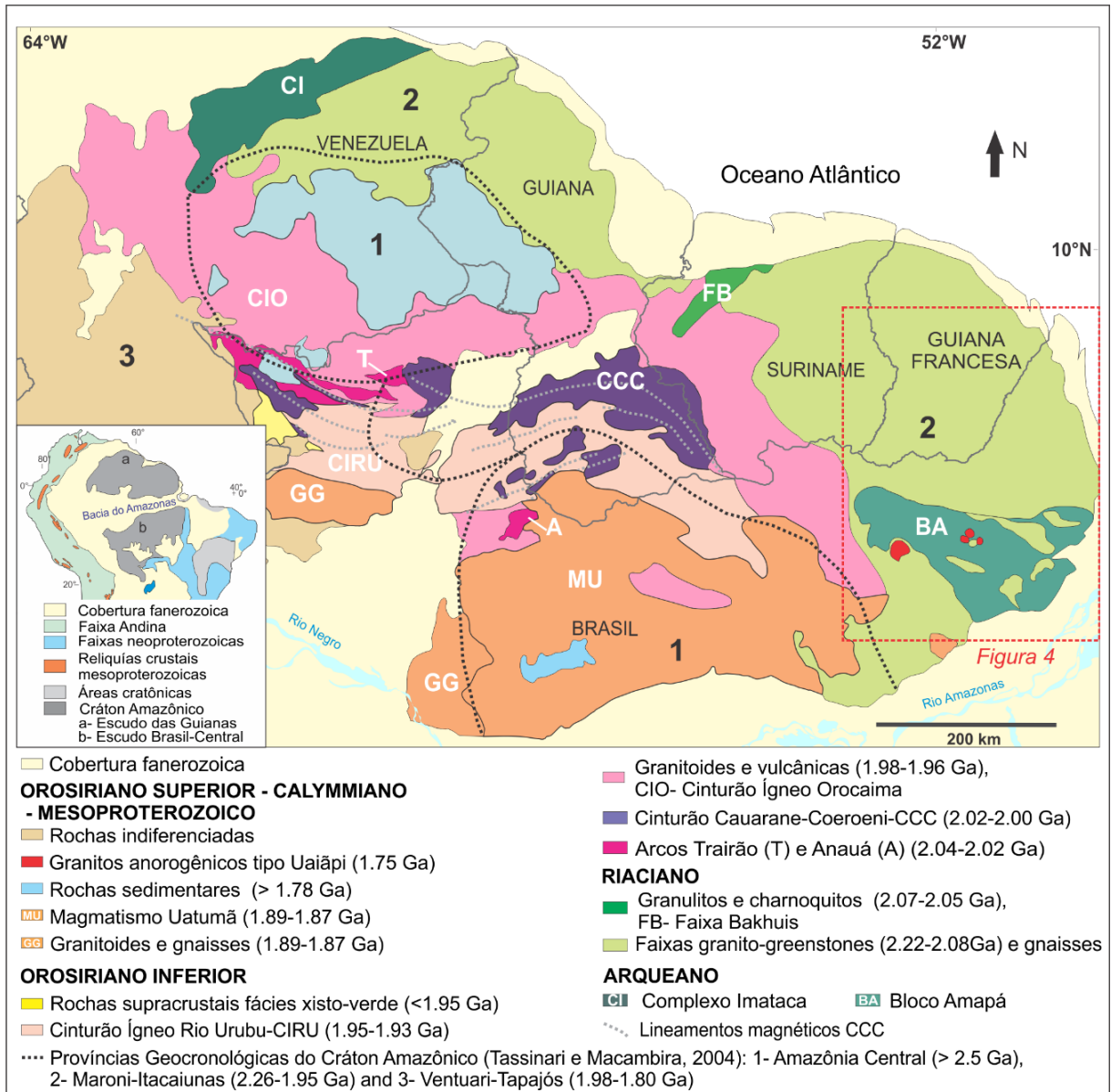


Figura 3- Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas, com ênfase nas principais associações tectono-estratigráficas (Fraga & Cordani 2019).

O Bloco Amapá (Figura 4) representa um fragmento de crosta continental arqueana constituído por complexos granulíticos-migmatíticos-gnáissicos e granitoides arqueanos retrabalhados durante a orogenia Transamazônica, quando se formaram sequências *greenstone belts* e granitoides associados, ambos estruturalmente orientados na direção NW-SE. Este evento orogênico foi responsável pela deformação, metamorfismo e magmatismo granítico no Bloco Amapá, que é delimitado pelas sequências metavulcano-sedimentares dos

grupos Vila Nova, ao norte, e Ipitinga, a sul (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014, Barbosa & Chaves 2015, Milhomem Neto & Lafon 2019, Lafon & Rosa-Costa 2020).

Por sua vez, o Domínio Lourenço (Figura 4) é caracterizado como um terreno granito-*greenstone* riaciano (2,26 a ~2,10 Ga) e suítes granitoides sin-colisionais a tardi-orogênicas (~2,10 – 1,99 Ga), que aflora na porção norte do estado do Amapá e estende-se à Guiana Francesa (Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020). A evolução magmática e tectono-metamórfica deste segmento está associada o ciclo orogênico Transamazônico, sendo caracterizado pela ocorrência de seqüências metavulcano-sedimentares e granitos paleoproterozoicos formados a partir de estágios evolutivos de subducção de crosta oceânica em ambientes de arcos magmáticos, seguido de acreção tectônica por colisão (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2020, Vianna *et al.* 2020).

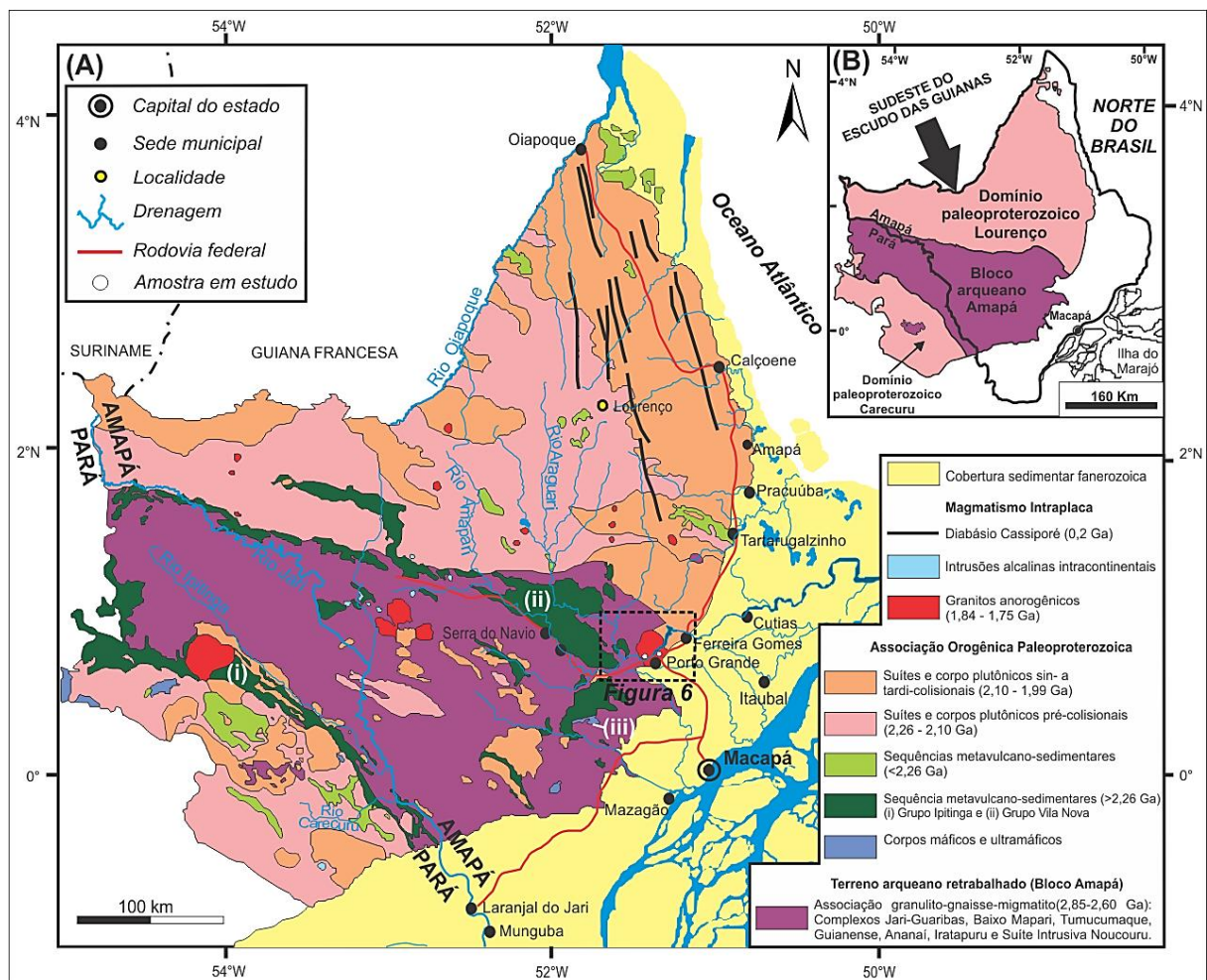


Figura 4- (A) Associações tectono-estratigráficas da porção Sudeste do Escudo das Guianas (modificado de Rosa-Costa *et al.* 2014). (B) Domínios geotectônicos da borda oriental do Escudo das Guianas, em território brasileiro (Rosa-Costa *et al.* 2014).

O modelo de evolução geodinâmica aceito para os domínios paleoproterozoicos da porção leste do Escudo das Guianas, na Guiana Francesa e parte do estado do Amapá

(Vanderhaeghe *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003a), envolve formação e crescimento de crosta em quatro estágios por processos de retrabalhamento de uma crosta continental arqueana, representada pelo Bloco Amapá, e acreção de material juvenil no paleoproterozoico decorrentes do evento orogenético Transamazônico (Figura 5). O primeiro estágio é representado pela formação da crosta oceânica juvenil, com afinidade toleítica durante o Eoriaciano (2,26 – 2,20 Ga) devido ao rifteamento das massas cratônicas do norte do Cráton Amazônico e, possivelmente, do Cráton Oeste Africano anteriormente contiguas, com consequente oceanização.

O segundo estágio (D1) é reconhecido a partir de um magmatismo plutono-vulcânico, que envolveu uma intensa geração magmática mesoriaciana (2,18 – 2,13 Ga), com afinidade TTG em dois pulsos magmáticos (multi-estágio), concomitantes a formação de *greenstones belts* associados a sistemas de arcos de ilhas, ocorridos em ambientes de subducção (com vergência para sul) a partir da convergência das massas continentais separadas no primeiro estágio (Delor *et al.* 2003a).

O estágio seguinte (D2a) é atribuído ao Neoriaciano (2,11 – 2,08 Ga) durante a gênese de um magmatismo granítico, com intrusões básicas associadas, que reflete o processo de fechamento oceânico, responsável pela modificação de um sistema de subducção ativa para um sistema de transcorrência sinistral com colisão das massas continentais convergentes no estágio D1. Ainda assim, neste estágio, é reconhecido processos de migmatização e formação de bacias *pull-apart* tardias. O último estágio (D2b) de Delor *et al.* (2003a), também neoriaciano (2,07-2,06), refere-se a um magmatismo tardi-colisional responsável pela colocação de granitos metaluminosos próximos à zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais e metamorfismo de trajetória P-T-t anti-horária do sedimentos detríticos da bacia *pull-apart*, formada em estágio anterior (D2a) (Delor *et al.* 2003a, Rosa-Costa 2006).

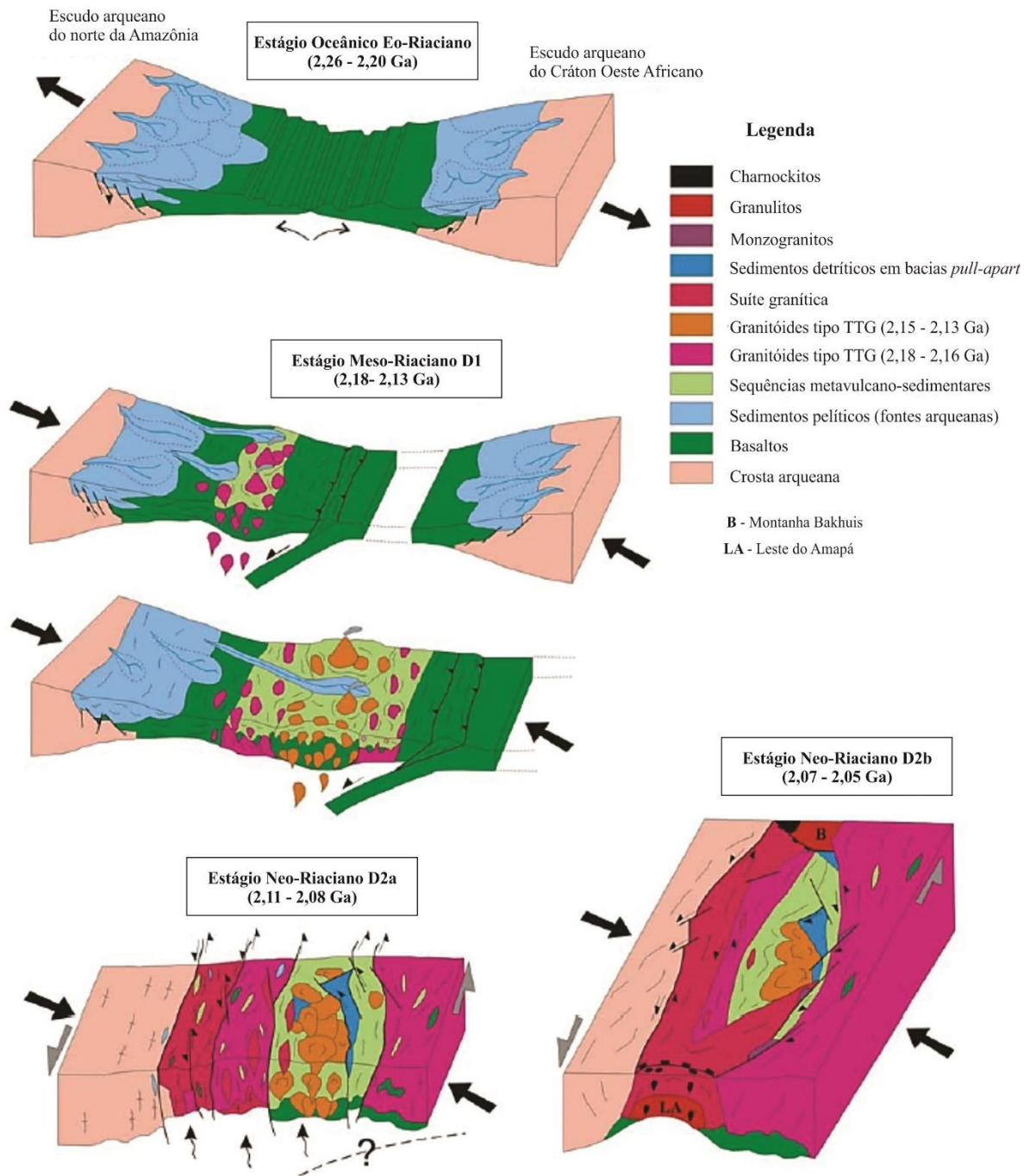


Figura 5- Modelo de evolução geodinâmica para os terrenos paleoproterozoicos do Escudo das Guianas, na Guiana Francesa e leste do Amapá, de acordo com Delor (2003a) (Rosa-Costa, 2006).

### 2.2.1 Bloco Amapá

As unidades litoestratigráficas constituintes do Bloco Amapá são destacadas pelo: (i) embasamento composto por ortognaisses migmatíticos, granulitos e granitos arqueanos; (ii) sequências *greenstone belts* e granitoides transamazônicos; (iii) granitos anorogênicos, intrusões alcalinas e máficas intracontinentais (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014, Barbosa &

Chaves 2015, Milhomem Neto & Lafon 2019). As idades e as litologias estão sintetizados na Tabela 1.

O primeiro grupo é representado por rochas arqueanas dos complexos metamórficos Tumucumaque, Jarí-Guaribas, Guianense e Baixo Mapari, constituídos por ortognaisses, por vezes migmatizados e metamorfizados em fácies anfíbolito a granulito, com bandamentos composicionais bem definidos, e granitoides com piroxênio (série charnoquítica-enderbítica). A Suíte Intrusiva Noucoure é constituída por charnoenderbitos, charnoquitos, álcalifeldspato charnoquitos e mesopertita-granitos. Granulitos paraderivados e kinzigitos são descritos para o Complexo Iratapuru. Os granitos Anauerapucu, Mungubas e Riozinho representam um conjunto constituído por sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos, sendo este último litotipo exclusivo ao Granito Anauerapucu (Ricci *et al.* 2001, Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014, Barbosa & Chaves 2015).

O segundo grupo destaca o retrabalhamento experimentado pelo Bloco Amapá durante o evento Transamazônico, que resultou na colocação das sequências metavulcano-sedimentares (*greenstones belts*) dos grupos Ipitinga e Vila Nova, das rochas básicas e ultrabásicas do Complexo Bacuri e dos granitoides paleoproterozoicos formados em estágios colisionais a tardi-colisionais representados pelo Diorito Rio Santo Antônio, Metagranito Sucuriçu, Granitoides Indiferenciados e os granitos Cupixi, Igarapé Castanhal e Carrapatinho (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014, Barbosa & Chaves 2015, Milhomem Neto & Lafon 2019).

As evidências de magmatismo anorogênico orosiriano-estateriano intrusivo no Bloco Amapá compõem o terceiro grupo e é representado pelos granitos Amapari, Porto Grande e Waiãpi. Por fim, ocorrem ainda intrusões alcalinas (Alcalinas Camaipi) e magmatismo máfico intracontinentais (Diabásio Cassiporé), bem como as coberturas sedimentares fanerozoicas (Barbosa & Chaves 2015).

As idades-modelos Nd-T<sub>DM</sub> obtidas em rochas arqueanas do Bloco Amapá indicam episódios de formação de crosta durante o Meso- e Paleoarqueano (Rosa-Costa *et al.* 2006). Recentemente, Milhomem Neto & Lafon (2019) com base em dados isotópicos Sm-Nd em rocha total reconheceram dois episódios distintos de formação de crosta continental para o Bloco Amapá, sendo um no Mesoarqueano (2,83-3,11 Ga) e outro no Paleoarqueano (3,29-3,51 Ga). Além disso, dados isotópicos Lu-Hf *in situ* em zircão apontaram idades-modelo crustais (Hf-T<sub>DM</sub><sup>C</sup>) que corroboram o evento mesoarqueano previamente identificado e ainda apontam fontes mais antigas, a cerca de 4,0 Ga no início do Eoarqueano, não identificadas pelo sistema Sm-Nd em rocha total.

Tabela 1- Síntese das principais unidades litoestratigráficas do Bloco Amapá.

<b>Bloco Amapá</b>			
<b>Unidades litoestratigráficas</b>	<b>Litologia</b>	<b>Idades de cristalização (Ga)</b>	<b>Método de datação (referências)</b>
<b>Diabásio Cassiporé</b>	Diabásio, olivina diabásios e microgabros	~ 0,2 Ga	Ar-Ar em plagioclásio (18)
<b>Alcalinas Camaipi</b>	Nefelina monzogabros, essexitos e nefelina monzodioritos	Stateriano	Isócrona Rb-Sr em rocha total (15)
<b>Granito Waiãpi</b>	Hastingsita granitos	1,75 Ga	Pb-Pb em zircão (10)
<b>Granito Porto Grande</b>	Monzo a sienogranitos	1,84 Ga <sup>4</sup>	Pb-Pb em zircão (4)
<b>Granito Amapari</b>	Álcali-feldspato granitos e sieno a monzogranitos	1,99 Ga	Isócrona Pb-Pb em rocha total (8)
<b>Granito Carrapatinho</b>	Monzogranitos e raros granodioritos	2,03 – 2,05 Ga	Pb-Pb em zircão (9) e U-Pb em zircão (9)
<b>Granitoides Indiferenciados</b>	Sieno a monzogranitos e álcali-feldspato granitos	Riaciano	Indireto (3,4)
<b>Granito Igarapé Castanhal</b>	Leucosienogranitos e sienogranitos	Riaciano	Indireto (16)
<b>Metagranito Sucuriçu</b>	Metamonzogranitos e metagranodioritos	2,12 Ga	Pb-Pb em zircão (12)
<b>Granito Cupixi</b>	Biotita sienogranitos e biotita monzogranitos	Riaciano	Isócrona Rb-Sr em rocha total (14)
<b>Complexo Bacuri</b>	Anfibolitos, serpentinito, tremolítitos e cromititos	2,22 Ga	Isócrona Sm-Nd em rocha total (11)
<b>Diorito Rio Santo Antônio</b>	Dioritos e tonalitos	2,26 Ga	Pb-Pb em zircão (13)
<b>Grupos Ipitinga e Vila Nova</b>	Sequências metavulcano-sedimentares	> 2,26Ga	Indireto (13)
<b>Complexo Iratapuru</b>	Paragneisses (kinzigitos)	Neoarqueano	Pb-Pb em zircão (16)
<b>Granito Riozinho</b>	Sieno a monzogranitos	2,63 Ga	U-Pb em zircão (4)
<b>Complexo Baixo Mapari</b>	Ortognaisses graníticos (e charnoquitos)	2,65 Ga	Indireto (2)
<b>Suíte Intrusiva Noucoursu</b>	Charnoenderbitos, charnoquitos, álcali-feldspato charnoquitos e mesopertita-granitos	2,65 - 2,60 Ga	Pb-Pb em zircão (2,16)
<b>Complexo Guianense</b>	Ortognaisses monzograníticos a dioríticos	2,65 - 2,69 Ga	Pb -Pb em zircão (2,3) e U-Pb em zircão (5)
<b>Granito Mungubas</b>	Álcali-feldspato granitos a monzogranitos	2,65 - 2,66 Ga	Pb-Pb em zircão (4) e U-Pb em zircão (7)
<b>Granito Anauerapucu</b>	Biotita sienogranitos a biotita monzogranitos	2,79 Ga	U-Pb em zircão (4)
<b>Complexo Jari-Guaribas</b>	Ortognaisses, charnoquitos a enderbitos	2,79 Ga	Pb-Pb em zircão (2)
<b>Complexo Tumucumaque</b>	Ortognaisses graníticos a dioríticos	2,84 – 2,85 Ga	Pb-Pb em zircão (1,3) e U-Pb em zircão (5)

Referências – (1) Avelar *et al.* 2003; (2) Rosa-Costa *et al.* 2006; (3) Rosa-Costa *et al.* 2014; (4) Barbosa & Chaves 2015; (5) Milhomem & Lafon 2019; (6) Avelar 2002; (7) Pinto 2020; (8) Borges *et al.* 2002; (9) Barreto *et al.* 2013; (10) Vasquez & Lafon 2001; (11) Pimentel *et al.* 2002; (12) Faraco *et al.* 2004b; (13) Barreto *et al.* 2009; (14) Montalvão & Tassinari 1984; (15) Lima *et al.* 1974; (16) Ricci *et al.* 2001; (17) Rosa-Costa *et al.* 2008; (18) Nomade *et al.* 2007.

### 2.2.2 Domínio Lourenço

O Domínio Lourenço, limitado a sul pelo Bloco Amapá, abriga uma assembleia de rochas paleoproterozoicas resultante do ciclo Transamazônico, caracterizado por sequências metavulcano-sedimentares e granitoides cálcio-alcálicos, por vezes metamorfizados em fácies xisto-verde a anfibólito (Rosa-Costa *et al.* 2014). As idades e as litologias de cada unidade litoestratigráfica deste domínio estão sintetizadas na Tabela 2.

Este domínio é caracterizado pela ocorrência de resquícios de crosta arqueana, similares a megaxenólitos e provavelmente desmembradas da borda norte do Bloco Amapá durante a orogenia Transamazônica, envolvidos por uma assembleia paleoproterozoica decorrente deste ciclo. A assembleia é constituída pelas unidades Gnaiss Porfírio, Granulito Tajauí e Metagranitoide Pedra do Meio, enquanto o conjunto paleoproterozoicos é destacado pelas sequências metavulcano-sedimentares (< 2,26 Ga; Grupo Tartarugalzinho e Anfibólito Rio Mururé) e granitoides transamazônicos que ocorrem como corpos e suítes plutônicas, agrupados em caráter pré-, sin- e pós-colisionais ao evento orogenético (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2020, Vianna *et al.* 2020).

Os corpos e suítes pré-colisionais são representados pela Suíte Intrusiva Flexal, tonalitos Lourenço e Papa-Vento e o Complexo Araguari, enquanto as unidades sin- e pós-colisionais incluem os complexos Tartarugal Grande, Oiapoque, Camopi, além dos granitos Cunani, Cigana, Tauari e Mutum, a Suíte Vila Bom Jesus e os Granitoides Indiferenciados. Por fim, registra-se a ocorrência de magmatismo toleítico intracontinental jurássico (Diabásio Cassiporé), associado à Província Magmática do Atlântico Central (*CAMP – Central Atlantic Magmatic Province*) (Vianna *et al.* 2020, Milhomem & Lafon 2020).

São reconhecidos, ao menos, três episódios de colocação de corpos magmáticos para o Domínio Lourenço, destacados por episódios no Eoriaciano (~2,26 Ga), no Mesoriaciano (2,20 – 2,13 Ga) e no Neoriaciano (2,08 – 2,02 Ga) (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020). Dados isotópicos Sm-Nd apontam a forte contribuição de material crustal arqueano na origem das rochas paleoproterozoicas que compõem este domínio, em virtude de idades-modelo Nd-T<sub>DM</sub> predominantemente arqueanas (3,5 a 2,5 Ga) e valores de  $\epsilon_{Nd(2,3-2,0 Ga)}$  negativos (-15,4 a -2,2). No entanto, há assinaturas juvenis locais que indicam a ocorrência de mistura de fontes magmáticas na geração deste domínio.

Tabela 2- Síntese das principais unidades litoestratigráficas do Domínio Lourenço

<b>Domínio Lourenço</b>			
<b>Unidades litoestratigráficas</b>	<b>Litologia</b>	<b>Idades de cristalização (Ga)</b>	<b>Método de datação (referências)</b>
<b>Granito Mutum</b>	Sieno- e monzogranitos	Orosiriano	Indireto (3)
<b>Granito Tauari</b>	Sienogranitos	≤ 2,04 Ga	Pb-Pb em zircão (3)
<b>Suíte Vila Bom Jesus</b>	Monzogranitos e granodioritos	2,08 – 2,09 Ga	U-Pb em zircão (6)
<b>Granito Cigana</b>	Monzo- e sienogranitos	≤ 2,13 Ga	Indireto (3)
<b>Granito Cunani</b>	Sieno- e monzogranitos com enclaves máficos	2,10 – 2,09 Ga	U-Pb em zircão (7,12)
<b>Suíte Cricou</b>	Gnaisses quartzo-dioríticos a graníticos e granitoides	2,11 – 2,09 Ga	U-Pb em zircão (7,11)
<b>Complexo Camopi</b>	Gnaisses, granulitos e metagranitoides	2,10 Ga	Pb-Pb em zircão e U-Pb em zircão (7)
<b>Complexo Oiapoque</b>	Ortognaisses, granulitos, metagranitoides e anfibolitos	2,10 Ga	Pb-Pb em zircão (7)
<b>Complexo Tartarugal Grande</b>	Granulitos charnoquíticos a enderbíticos	2,05 – 2,13 Ga*	Pb-Pb em zircão (2,3) e U-Pb em zircão (1,3,13)
<b>Complexo Araguari</b>	Metagranitoides quartzo-dioríticos a monzograníticos	2,10 – 2,12 Ga	Pb-Pb em zircão (3,8)
<b>Tonalito Papa Vento</b>	Granitoides tonalíticos a monzograníticos	2,13 – 2,14 Ga	Pb-Pb em zircão (3) e U-Pb em zircão (3,6)
<b>Tonalito Lourenço</b>	Biotita-tonalitos a biotita-granodioritos	2,16 Ga	U-Pb em zircão (9)
<b>Suíte Intrusiva Flexal</b>	Dioritos e ortognaisses tonalíticos a graníticos	2,18 - 2,20 Ga	Pb-Pb em zircão (2,3) e U-Pb em zircão (3,4,6)
<b>Anfibolito Rio Mururé</b>	Anfibolitos	< 2,26 Ga	Indireto (3)
<b>Grupo Tartarugalzinho</b>	Quartzitos, biotita-xistos, actinolita-xistos e anfibolitos		
<b>Metagranitoide Pedra do Meio</b>	Biotita-granitos, biotita-granodioritos, leucogranitos e quartzo-monzodioritos, com raros charnoquitos	2,59 Ga	U-Pb em zircão (3)
<b>Granulito Tajauí</b>	Granulitos charnoquíticos a enderbíticos	2,87 Ga	Pb-Pb em zircão (3)
<b>Gnaisse Porfírio</b>	Ortognaisses granodioríticos a tonalíticos	3,19 Ga	U-Pb em zircão (5)

\*Ocorrência de relíquias arqueanas (2,59 – 2,67 Ga)

Referências – (1) Lafon *et al.* 2000; (2) Avelar 2002; (3) Rosa-Costa *et al.* 2014; (4) Barbosa & Chaves 2015; (5) Milhomem Neto & Lafon 2019; (6) Vianna *et al.* 2020; (7) Faraco & Théveniaut 2011; (8) Barreto *et al.* 2013; (9) Nogueira 2002; (10) Théveniaut & Faraco 2008; (11) Rosa-Costa *et al.* 2018; (12) Milhomem Neto & Lafon 2020; (13) Paiva 2016

### 2.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A região de Porto Grande está situada na borda nordeste do Bloco Amapá, na zona de transição com o Domínio Lourenço (Figura 6). Essa área é caracterizada pela ocorrência de duas unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino meso- e neoarqueano: Complexos Tumucumaque e Guianense, respectivamente. A associação paleoproterozoica riaciana é decorrente do evento orogénico Transamazônico, sendo composta pelo Grupo Vila Nova e pelo Complexo Tartarugal Grande, enquanto o Granito Porto Grande, foco de estudo deste trabalho, tem sido considerado como parte da associação paleoproterozoica orosiriana, relacionada a um contexto pós-orogênico. As unidades fanerozoicas são representadas pelo Diabásio Cassiporé e pela cobertura sedimentar indiferenciada. Tais unidades litoestratigráficas e suas principais características geológicas serão resumidamente descritas a seguir.

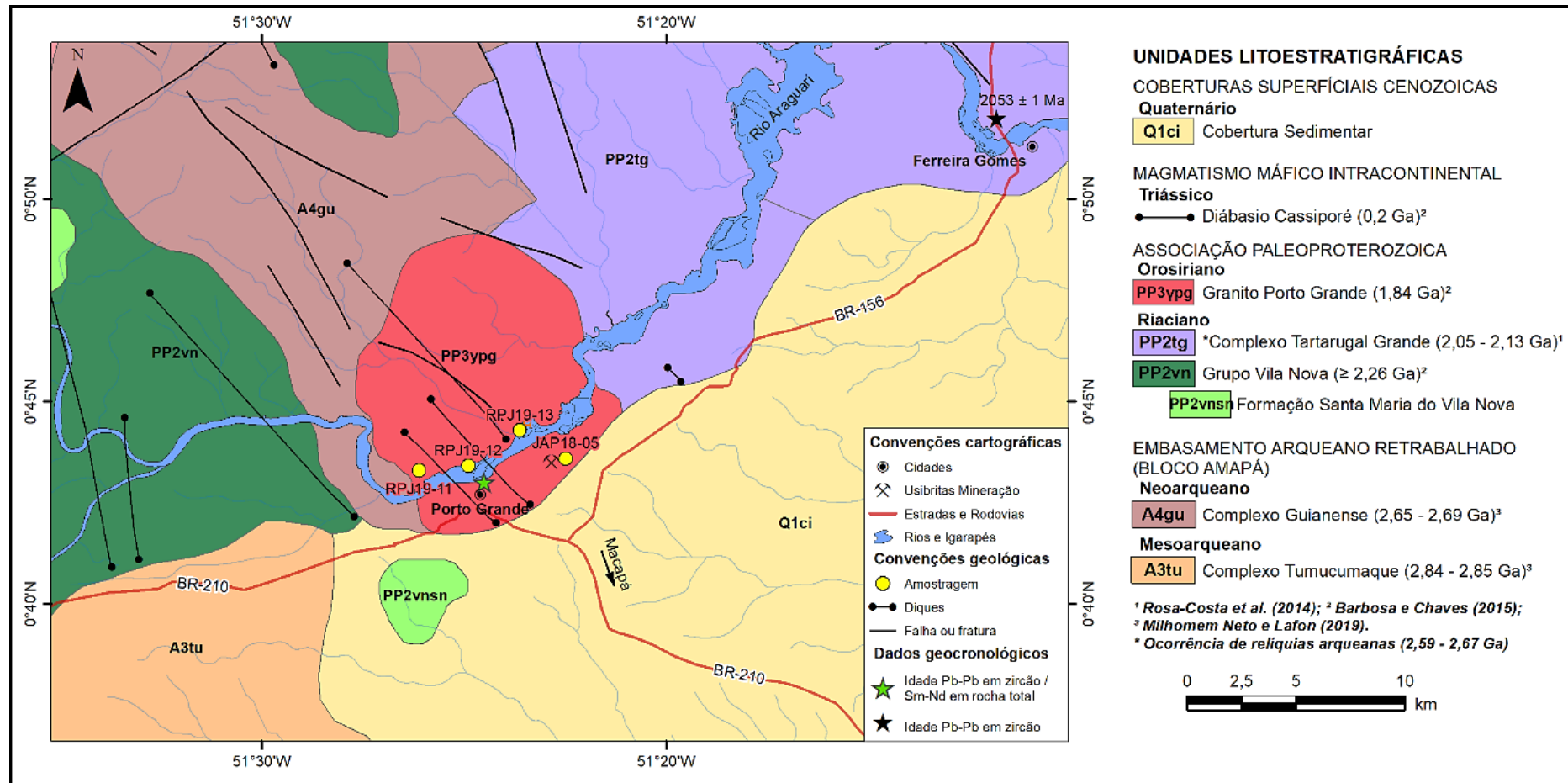


Figura 6- Recorte do mapa geológico da Folha Macapá (1:250.000; Barbosa & Chaves 2015), com ênfase na área de estudo. Em destaque central (vermelho) está o Granito Porto Grande circundado a oeste por unidades de embasamento do Bloco Amapá, a nordeste por uma unidade do domínio paleoproterozoico Lourenço e a sudeste por coberturas sedimentares quaternárias (adaptado de Barbosa & Chaves 2015).

### 2.3.1 Complexo Tumucumaque

Proposto por Lima *et al.* (1982) para designar um corpo gnáissico alongado, fortemente controlado por lineamentos NW-SE do Cinturão Tumucumaque. A área de ocorrência da unidade situa-se na porção central do estado do Amapá e ocorre como uma longa faixa NW-SE. Possui contato geológico com o Complexo Guianense e com o Grupo Vila Nova, sendo o primeiro delimitado pelo Lineamento Cupixi-Alto Jari. Além disso, a unidade é intrudida por granitos neoarqueanos (Riozinho e Mungubas) e riacianos (Granito Carrapatinho) e encoberta, a leste, por sedimentos fanerozoicos (Barbosa & Chaves 2015). Para Ricci *et al.* (2001), essa unidade litoestratigráfica é restrita ao Bloco Amapá e engloba ortognaisses de composição granítica a diorítica, metamorfizados em fácies anfíbolito e por vezes migmatizados, com ocorrência de lentes anfíbolíticas concordantes ao bandamento destacado na rocha. Datações em gnaisses tonalíticos forneceram as idades mesoarqueanas de cristalização em  $2849 \pm 6$  Ma (Avelar *et al.* 2003) e  $2884 \pm 2$  Ma (Rosa-Costa *et al.* 2014) por evaporação de Pb em zircão e  $2843 \pm 23$  Ma (Milhomem Neto & Lafon 2019) por U-Pb em zircão. As assinaturas isotópicas de Hf e Nd indicam fontes meso- a eoarqueanas à unidade: idades-modelo Hf- $T_{DM}^C$  entre 3,4 a 3,8 Ga e Nd- $T_{DM}$  entre 2,9 a 3,4 Ga. Por sua vez, os indicadores petrogenéticos são negativos na sistemática Lu-Hf ( $\epsilon_{Hf(2,84Ga)}$ ) variando entre -2,1 a -9,0), e positivos e negativos para a sistemática Sm-Nd ( $\epsilon_{Nd(2,84Ga)}$ ) variando entre +1,0 e -7,1) (Rosa-Costa *et al.*, 2014; Milhomem Neto & Lafon 2019).

### 2.3.2 Complexo Guianense

Esta unidade litoestratigráfica foi inicialmente proposta para denotar um conjunto de gnaisses e migmatitos (orto- e paraderivados), metamorfizados na fácies anfíbolito a granulito, associados a granitoides deformados e composicionalmente diversos, além de granulitos, que se estendia desde o Amapá até o noroeste do estado do Pará (Lima *et al.* 1974). Ricci *et al.* (2001) foram os responsáveis por restringir esta unidade apenas ao Bloco Amapá, caracterizando-a através da ocorrência de ortognaisses migmatíticos, de composição quartzo-diorítica, trondhjemítica a monzogranítica, metamorfizados em fácies anfíbolito e contendo enclaves de anfíbolitos concordantes a foliação.

A realização de datações isotópicas por evaporação de Pb em zircão por TIMS na unidade forneceu idades de cristalização neoarqueanas, entre 2,65 e 2,60 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014). Milhomem Neto & Lafon (2019) dataram dois ortognaisses (um tonalítico e outro granodiorítico) e obtiveram idades mais antigas na sistemática U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, que registrou duas populações de cristais concordantes através das idades média

ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ : uma em  $2689 \pm 11$  Ma e outra em  $2650 \pm 23$  Ma. Igualmente, Pinto (2020) também datou um ortognaisse granodiorítico e obteve duas populações de idades concordantes, que forneceram as idades média ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2651 \pm 18$  Ma e  $2696 \pm 16$  Ma. A assinatura isotópica de Hf nesta unidade forneceu idades-modelo  $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$  variando de 3,0 a 3,1, com  $\epsilon_{\text{Hf}(2,65)}$  entre +1,8 a -0,1, e de 3,3 a 3,8 Ga, com  $\epsilon_{\text{Hf}(2,69 \text{ Ga})}$  entre -3,2 e -11,4 (Milhomem Neto & Lafon 2019). Adicionalmente, idades-modelos  $\text{Nd-T}_{\text{DM}}$  foram obtidas entre 2,8 e 3,1 Ga, coincidentes com dados de Hf, e mostram valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(2,65 \text{ Ga})}$  predominantemente negativos (-5,9 a -0,2) (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2019). Em dados recentes, foram registradas fontes mais antigas à unidade através da idade-modelo  $\text{Nd-T}_{\text{DM}}$  de 3,6 Ga e  $\epsilon_{\text{Nd}(2,65 \text{ Ga})}$  de -8,8 (Pinto 2020).

### 2.3.3 Grupo Vila Nova

Designa um conjunto de rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares clásticas e química, que possuem características similares a *greenstone belts*, aflorantes por todo o Escudo das Guianas (Lima *et al.* 1974). Ricci *et al.* (2001) restringiu essa designação apenas ao estado do Amapá, afirmando que este grupo se estende como uma faixa alongada em NW-SE, desde a Serra do Tumucumaque até ao limite com a bacia do Amazonas, onde torna-se encoberta por sedimentos fanerozoicos. O grupo é composto por cinco formações: Jornal, Igarapé Araújo, Serra do Navio, Serra das Coambas e Santa Maria do Vila Nova. A idade mínima do *greenstone* foi obtida por método indireto (relação de corte), através da determinação da idade do Diorito Santo Antônio. Este plúton é intrusivo no Grupo Vila Nova e forneceu a idade de 2262 Ma (Barreto *et al.* 2009). Assim, pelas relações de contato entre estes corpos geológicos, acredita-se que a idade do Grupo Vila Nova é mais antiga que 2,26 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Dentre as formações que definem o Grupo Vila Nova, a Formação Santa Maria do Vila Nova merece destaque pelas ocorrências metalogenéticas, tais como ouro orogênico e ferro supergênico. Esta formação possui relações de contato tectônico com os complexos Tumucumaque e Bacuri. As litologias observadas são destacadas por quartzitos anisotrópicos, quartzo-micaxistos, formações ferríferas bandadas e xistos anfíbolíticos (Barbosa & Chaves 2015).

### 2.3.4 Complexo Tartarugal Grande

Compreende a uma associação de granulitos de composição charnoquítica a enderbítica, por vezes migmatizados, além de granulitos máficos, paragnaisse e granitoides deformados. O conjunto de rochas da unidade indica condições metamórficas de alto grau

(fácies granulito) seguido de retrometamorfismo em fácies anfíbolito (Rosa-Costa *et al.* 2014). Os estudos geocronológicos obtiveram inúmeros resultados distintos em termo de idade de cristalização para a unidade. Uma idade riaciana em neossoma leucocrático ( $2085 \pm 4$  Ma; U-Pb por SHRIMP) foi obtida por Lafon *et al.* (2000), assim como idades neoarqueanas ( $2623 \pm 13$  e  $2602 \pm 12$ ) para granulitos félsicos e charnoquíticos. Em seguida, Faraco *et al.* (2004a) também datou granulitos que forneceram idades entre  $2065 \pm 5$  e  $2125 \pm 4$  (Pb-Pb em zircão). Datações por outros métodos, a exemplo de idades isocrônicas Sm-Nd, também foram realizadas e demonstraram similaridade com as idades paleoproterozoicas através dos resultados entre 2,02 e 1,98 Ga (Oliveira *et al.* 2008). Recentemente, Rosa-Costa *et al.* (2014) realizaram datação pelos métodos Pb-Pb em zircão, o qual forneceu resultados paleoproterozoicos em  $2100 \pm 4$ ,  $2092 \pm 7$  e  $2078 \pm 4$  Ma, e U-Pb em zircão (LA-ICP-MS), que concedeu resultados arqueanos em  $2671 \pm 15$  e  $2597 \pm 55$  Ma.

Datações Sm-Nd em rocha total foram realizadas em várias amostras, que forneceram idades-modelo Nd-T<sub>DM</sub> entre 2,6 e 3,3 Ga e  $\epsilon_{Nd}$  negativos, que indicam forte retrabalhamento de crosta continental arqueana na gênese desta unidade. Adicionalmente, dados Lu-Hf forneceram idades-modelos de 3,6 a 4,0 Ga, com  $\epsilon_{Hf(2,62 Ga)}$  de -6,5 a -14 (Milhomem Neto & Lafon 2019). Desse modo, o conjunto total de idades fornecidas sugerem que o Complexo Tartarugal Grande é constituído predominantemente por rochas riacianas formadas a partir de retrabalhamento crustal de relíquias arqueanas, metamorfizadas e deformadas durante um evento tectono-termal, resultando em uma complexa associação de rochas de diferentes idades e origens (Rosa-Costa *et al.* 2014).

### 2.3.5 Granito Porto Grande

O Granito Porto Grande, que aflora as margens do Rio Araguari e próximo a cidade homônima, foi definido por Barbosa *et al.* (2013) e Barbosa & Chaves (2015). Representa um corpo plutônico constituído por sienogranitos e, subordinadamente, monzogranitos porfíricos que exibem feições de deformação protomilonítica a milonítica, superposto a foliação anastomosada decorrente de fluxo magmático com alinhamento de cristais de feldspato, ambas concordantes com a estruturação regional NW-SE. A unidade apresenta afinidade cálcio-alcálica de alto potássio e assinatura de elementos terras raras (ETR) típica de granitos tipo-A (Coelho 2014, Barbosa & Chaves 2015). Para esta unidade, foi obtida uma idade mínima de cristalização em  $1842 \pm 23$  Ma (MSDW: 8,7; n=4) a partir do método de evaporação de Pb em zircão e uma idade-modelo Sm-Nd em rocha total de 2,9 Ga, com valor de  $\epsilon_{Nd(1,8 Ga)}$  de -9,8 (Barbosa & Chaves 2015).

### **2.3.6 Diabásio Cassiporé**

A designação desta unidade litoestratigráfica foi proposta por Lima *et al.* (1974) com o intuito de agrupar um conjunto de diques de diabásio extensamente aflorantes não só no Bloco Amapá, como também no Domínio Lourenço. Essas rochas representam um magmatismo máfico intracontinental com assinatura geoquímica toleítica e idade triássica-jurássica, associada à abertura do Oceano Atlântico Central. Desse modo, a unidade faz parte da Província Magmática do Atlântico Central (*CAMP – Central Atlantic Magmatic Province*). Em imagens aerogamaespectrométricas, tais estruturas são bem marcadas por lineamentos magnéticos obtidos em mapas aerogeofísicos de sinal analítico e primeira derivada vertical (Barbosa & Chaves 2015).

### **2.3.7 Cobertura Sedimentar Quaternária**

A cobertura sedimentar quaternária é representada por sedimentos clásticos aflorantes no leste do estado do Amapá. São representados por arenitos grossos a conglomeráticos, mal selecionados, com estratificação cruzada tabular e acanalada, além de conglomerados, sedimentos arenosos a argilosos e depósitos de areia branca. É admitida uma idade quaternária à unidade. As características observadas sugerem deposição em ambiente fluvial continental (Barbosa & Chaves 2015).

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DOS MÉTODOS ISOTÓPICOS

As descobertas acerca da radioatividade por Henrie Becquerel, Marie Curie e Pierre Curie no final do século XIX são consideradas o estopim fundamental para o conceito temporal de escala de tempo geológico que conhecemos hoje. Até este século, vários pesquisadores, entre eles James Hutton e H.S. Willians, estimavam a idade da Terra em centenas de milhões de anos. No entanto, a descoberta de elementos radioativos como o tório, urânio, rubídio e o potássio, bem como a aplicação primitiva de isótopos de urânio em datações absolutas por Boltwood, em 1907, foram os primeiros passos para o uso da radioatividade em estudos geológicos (Dickin 2005, Geraldes 2010).

O conceito de radioatividade é definido como uma variação nuclear espontânea de um átomo instável (ou átomo-pai) em função da emissão de partículas (alfa e beta) e/ou radiação eletromagnética (raios gama) que resultam na transformação de nuclídeos por decaimento radioativo. Em suma, esse processo origina novos átomos, denominados de átomos radiogênicos ou átomos-filho, por decaimentos sucessivos até estes isótopos se tornarem estáveis. Nesse sentido, existem quatro tipos de decaimento: alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta^-$ ), gama ( $\gamma$ ) e captura de elétrons (Faure e Mensing 2005). As leis que regem a radioatividade foram postuladas por Ernest Rutherford e Frederick Soddy, em 1902, e eles estabeleceram que a taxa de desintegração radioativa de um átomo instável ( $N_0$ ) é proporcional ao número de átomos restantes ( $N$ ) em um tempo  $t$ , sendo a proporcionalidade definida pela constante de decaimento ( $\lambda$ ) (Dickin 2005). A expressão matemática para equação fundamental (equação 1) é dada por:

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

A utilização de sistemas isotópicos para estudos geocronológicos e de geoquímica isotópicas são pautados em três premissas, a saber:

- (i) a constante de decaimento ( $\lambda$ ) deve ser reconhecida com exatidão;
- (ii) o mineral ou a rocha a ser datado necessitam estar em um sistema geoquímico fechado desde a sua formação;
- (iii) a inexistência de isótopos radiogênico no mineral ou na rocha no tempo inicial ( $t=0$ ).

Os principais sistemas isotópicos utilizados na geocronologia são: U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd, Pb-Pb, Rb-Sr, K-Ar e Ar-Ar. Os três sistemas iniciais citados serão detalhados a seguir pois perfazem a metodologia básica para a realização deste estudo.

### 3.1 SISTEMA GEOCRONOLÓGICO U-Pb E SUA APLICAÇÃO EM CRISTAIS DE ZIRCÃO

O sistema geocronológico U-Pb (ou U-Th-Pb) é um dos mais utilizados atualmente para a datação de rochas, sendo bastante útil na determinação da idade de cristalização e/ou metamorfismo de uma variedade de rochas ígneas e metamórficas, respectivamente, bem como na determinação da idade de deposição de sedimentos em estudos de proveniência. Os estudos geocronológicos envolvendo esses elementos iniciaram no começo do século XX através das pesquisas de Holmes, em 1911, e Holmes e Lawson, em 1927, que fomentaram a base teórica do sistema isotópico com observações acerca do decaimento radioativo do urânio aplicado na medição do tempo geológico (Santos 2015).

O sistema isotópico baseia-se no decaimento radioativo dos elementos U e Th para o elemento Pb. Nesse sentido, o urânio possui três isótopos radioativos, a saber:  $^{238}\text{U}$  (99,27%),  $^{235}\text{U}$  (0,72%) e  $^{234}\text{U}$  (~0,01%), enquanto o tório possui apenas um isótopo, também radioativo:  $^{232}\text{Th}$  (100%). Por sua vez, o chumbo apresenta quatro isótopos, a saber:  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$ , sendo apenas o primeiro classificado como isótopo natural e não-radiogênico e utilizado como isótopo de referência (chumbo comum) nas equações de idade. Os demais isótopos de chumbo são assumidos como isótopos estáveis (radiogênicos) derivados de decaimentos sucessivos dos radionuclídeos de U e Th (Faure e Mensing 2005, Dickin 2005).

Esse sistema geocronológico apresenta três séries independentes de decaimento radioativo, constituindo três relógios geocronológicos distintos, também chamados de geocronômetros (Tabela 3). O radionuclídeo  $^{238}\text{U}$  decai para o  $^{206}\text{Pb}$  através da emissão de oito partículas  $\alpha$  e seis partículas  $\beta^-$ , enquanto o radionuclídeo  $^{235}\text{U}$  decai para o  $^{207}\text{Pb}$  através da emissão de sete partículas  $\alpha$  e quatro partículas  $\beta^-$ . Por sua vez, o isótopo radiogênico  $^{232}\text{Th}$  decai para  $^{208}\text{Pb}$  através da emissão de seis partículas  $\alpha$  e quatro partículas  $\beta^-$ . A constante de decaimento e o tempo de meia vida das séries de decaimento constam na Tabela 3.

Tabela 3- Séries de decaimento radioativo dos isótopos de U e Th, bem como suas respectivas constantes de decaimento e tempo de meia vida.

Isótopo		Série de decaimento	Meia-vida (anos)	Constante de decaimento ( $\lambda$ )
Radioativo	Radiogênico			
$^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\alpha + 6\beta^-$	$4,468 \times 10^9$	$1,5513 \times 10^{-10}$
$^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7\alpha + 4\beta^-$	$0,703 \times 10^9$	$9,8485 \times 10^{-10}$
$^{232}\text{Th}$	$^{208}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6\alpha + 4\beta^-$	$14,01 \times 10^9$	$4,9475 \times 10^{-10}$

Fonte: (Faure 1986).

As equações de idades dos “geocronômetros” são regidas pela equação fundamental da radioatividade e, como detalhadas nas equações a seguir:

$$({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 + ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (\text{Eq. 2})$$

$$({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 + ({}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (\text{Eq. 3})$$

$$({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) = ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 + ({}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (\text{Eq. 4})$$

Cada equação de idade representa um geocronômetro que permite obter idades isocrônicas daquela série de decaimento, obtendo assim três idades independentes. No entanto, na maioria dos casos, as idades isocrônicas obtidas tendem a não serem concordantes em função de efeitos da perda de chumbo ou de isótopos radioativos da série de decaimento (Geraldes 2010). Ahrens (1955) e Wetherill (1956), visando tais dificuldades, implementaram o conceito de “concordia”, que refere-se a um ponto geométrico em que os pontos de idades dos geocronômetros  ${}^{238}\text{U}$ - ${}^{206}\text{Pb}$  e  ${}^{235}\text{U}$ - ${}^{207}\text{Pb}$  são coincidentes ao longo de uma curva em um diagrama binário ( ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$  vs.  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ ) denominado diagrama Concordia (Figura 7). A coincidência de idades ao longo da curva concordia indica que o sistema permaneceu fechado desde o momento da cristalização (Jäger & Hunziker 1979, Faure & Mensing 2005).

No entanto, quando esses dois geocronômetros não são coincidentes, o ponto geométrico tende a se afastar da curva concordia e assim obtém-se uma idade discordante (Figura 7). O alinhamento de um conjunto de idade discordantes em uma população de zircão formam a linha reta “discordia”, que se conecta a concordia em dois pontos geométricos denominados de interceptos: superior e inferior. A idade discordante está relacionada à abertura do sistema isotópico e, conseqüente, perda de chumbo. Apesar da perda de chumbo, a idade de cristalização pode ser determinada pela idade atingida no intercepto superior da discordia com a concordia, que representa a idade real de cristalização (Jäger & Hunziker 1979, Santos 2015).

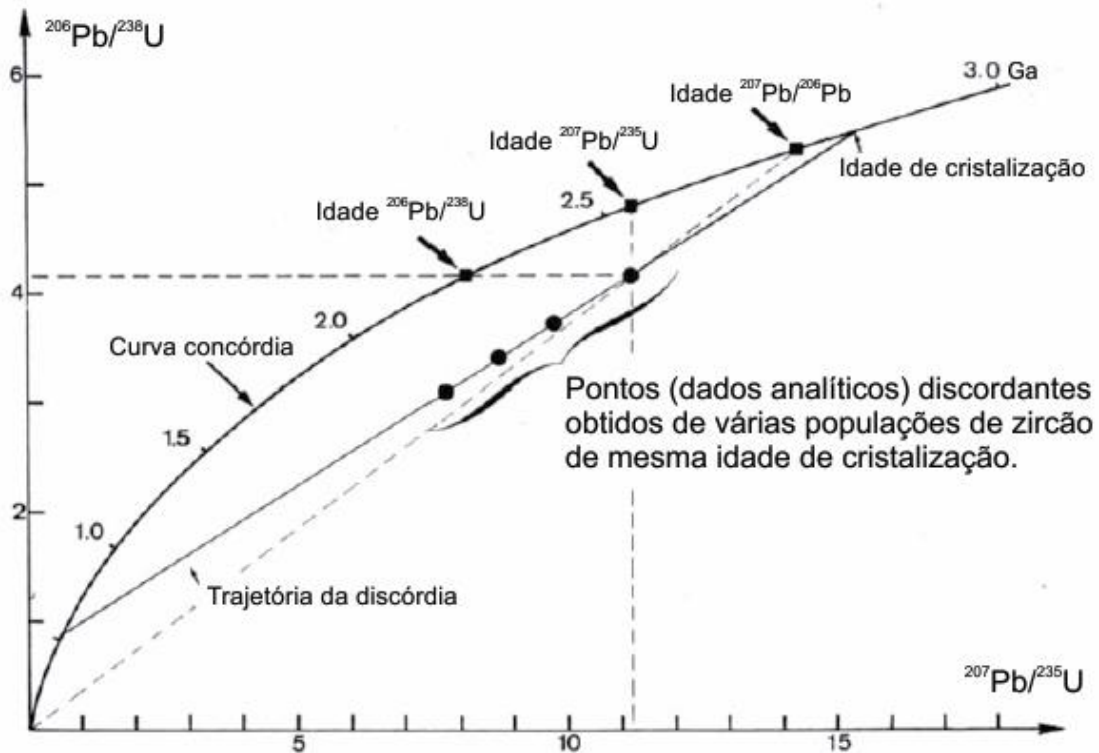


Figura 7- Diagrama Concórdia convencional (Wetherill 1956) utilizado para determinar idades de cristalização. Os pontos analíticos plotados em cima da Concórdia indicam idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  coincidentes e concordantes, enquanto os pontos analíticos afastados da Concórdia indicam idades discordantes (Jäger & Hunziker 1979).

Os teores de concentração química de urânio e tório são relativamente baixos em minerais formadores de rochas, entretanto ambos são bastante abundantes em minerais acessórios devido à própria composição química ou a substituição de elementos. Uma característica fundamental para a escolha desses minerais é a ausência de chumbo comum ( $^{204}\text{Pb}$ ) no sistema cristalino. Nesse sentido, cabe destacar o zircão, monazita, apatita, titanita e allanita como principais materiais utilizados para datação radiométrica U-Pb (Faure & Mensing 2005, Silva 2006).

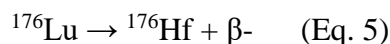
O zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ), dentre o conjunto citado, é o mineral mais utilizado para fins de datação U-Pb devido a ampla ocorrência como mineral acessório em uma variedade de rochas de natureza distintas. O zircônio (Zr) é um dos elementos químicos essenciais na estrutura cristalina do mineral e caracteriza-se como um elemento tetravalente, similar ao urânio e ao tório. Essa característica facilita a substituição entre esses elementos no retículo cristalino do zircão. Além disso, pressupõe-se que toda a quantidade de chumbo presente no mineral é proveniente da desintegração radioativa do urânio. Por fim, este mineral possui elevada temperatura de bloqueio do sistema ( $\sim 800^\circ\text{C}$ ), assim como uma boa resistência ao intemperismo (Silva 2006, Geraldês 2010).

### 3.2 SISTEMA ISOTÓPICO Lu-Hf E SUA APLICAÇÃO EM CRISTAIS DE ZIRCÃO

O uso do sistema isotópico lutécio (Lu) – háfnio (Hf) em estudos geocronológicos e isotópicos teve início a partir da segunda metade do século XX com aplicação em minerais e em rocha total. Patchett & Tatsumoto (1980) foram os responsáveis pelo desenvolvimento de um procedimento baseado na purificação e ionização desses elementos sólidos em espectrômetro de massa de ionização térmica para medição da abundância isotópica. No entanto, tal procedimento apresentava dificuldades na purificação e separação dos elementos, bem como uma baixa taxa de ionização. O avanço da técnica e dos equipamentos, em função do surgimento de espectrômetros de massa modernos acoplados a um plasma, que permitiu a ionização dos elementos em alto potencial e que tais dificuldades fossem sanadas (Dickin 2005, Bertotti *et al.* 2013, Milhomem Neto *et al.* 2017a).

Os elementos Lu e Hf possuem configurações químicas distintas. O Lu é caracterizado como um dos elementos constituintes da série química dos lantanídeos e está inserido no grupo dos elementos terras raras pesados (ETRp). Possui valência +3 e raio iônico equivalente a 0,93 Å. Por sua vez, o Hf é o elemento químico imediato ao lutécio, pertence aos metais de transição na tabela periódica e está posicionado no Grupo IV, portanto apresenta valência +4. O raio iônico deste elemento equivale a 0,81 Å, sendo classificado como um elemento de alto potencial iônico (*HFSE – High Field Strength Element*).

Esse sistema isotópico é pautado pelo decaimento radioativo do isótopo  $^{176}\text{Lu}$  para o  $^{176}\text{Hf}$  (Equação 5). Nesse sentido, o Lu possui dois isótopos, a saber:  $^{175}\text{Lu}$  e  $^{176}\text{Lu}$  (Tabela 4). O primeiro é classificado como um isótopo estável enquanto o outro isótopo é um nuclídeo instável que apresenta um estágio de decaimento duplo, a saber:  $^{176}\text{Hf}$ , por decaimento  $\beta^-$ , e  $^{176}\text{Yb}$ , por captura de elétrons, sendo este último ligeiramente insignificante para o cálculo de idades. A constante de decaimento ( $\lambda$ ) do  $^{176}\text{Lu}$  para o  $^{176}\text{Hf}$  apresenta o valor de  $1,867 \pm 0,07 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$  (Söderlund *et al.* 2004) em um tempo de meia vida ( $t$ ) de  $3,71 \times 10^{11} \text{ anos}$  (Scherer *et al.* 2001).



Existem outros cinco isótopos de Hf, além do  $^{176}\text{Hf}$  (Tabela 4), e todos são naturais e não-radiogênicos, a saber:  $^{174}\text{Hf}$ ,  $^{177}\text{Hf}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{179}\text{Hf}$  e  $^{180}\text{Hf}$  (Bertotti 2012). Dentre esses, o  $^{177}\text{Hf}$  é o isótopo utilizado como referência para os devidos cálculos de idade. Desse modo, a equação fundamental para esse sistema isotópico (Equação 6) é dada por:

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right) = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i + \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right) (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Eq. 6})$$

Tabela 4- Isótopos de Lu e Hf e suas respectivas abundâncias isotópica.

Isótopos	Lu		Hf					
	<sup>175</sup> Lu	<sup>176</sup> Lu	<sup>174</sup> Hf	<sup>176</sup> Hf	<sup>177</sup> Hf	<sup>178</sup> Hf	<sup>179</sup> Hf	<sup>180</sup> Hf
Abundância isotópica (%)	97,4	2,6	0,2	5,2	18,6	27,1	13,6	35,1
Total (%)	100		100					

Fonte: (Bertotti 2012).

O uso da sistemática Lu-Hf é uma importante ferramenta para estudar a diferenciação e evolução do sistema crosta-manto terrestre devido ao fracionamento desses elementos no manto durante a geração de magmas por fusão parcial. A definição da razão isotópica  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  inicial no reservatório condritico por Patchett & Tatsumoto (1981) foi um avanço para os estudos de evolução da composição de Hf na Terra. Estes autores obtiveram a razão  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  atual através da combinação de estudos em meteoritos, que forneceram o resultado de 0,28286 (Geraldes 2010).

Os elementos Lu e Hf são incompatíveis no processo de fusão parcial e tendem a permanecer no líquido magmático (*melt*). No entanto, o Hf tende a ser mais incompatível em relação ao Lu e assim se concentra com maior proporção no líquido magmático. Desse modo, assume-se que a crosta se enriqueceu em Hf e empobreceu em Lu enquanto para o manto terrestre, essa relação é inversamente proporcional. Portanto, os magmas derivados possuem razões Lu/Hf inferiores que a sua fonte (Matteini *et al.* 2010). A partir do fracionamento do Lu em um manto primordial único de composição condritica (*CHUR – Chondritic Uniform Reservoir*), foram gerados dois reservatórios com razões Lu/Hf distintas: manto empobrecido (*DM – Depleted Mantle*) e crosta enriquecida. O primeiro reservatório apresenta razões Lu/Hf maiores que o CHUR, enquanto o segundo apresenta razões menores que o CHUR (Vervoort 2015).

As idades-modelo Hf- $T_{DM}$  para os cristais de zircão seguem o modelo de estágio duplo (Matteini *et al.* 2010). Esse modelo assume o manto empobrecido como o reservatório gerador e baseia-se em episódios sucessivos de fracionamento durante a formação da crosta continental, que resultou na depleção de elementos litófilos de íons grande (*LILE – Large Ion Lithophile Elements*) como os elementos terras raras leves. Nesse sentido, tem-se um manto residual com alta razão Lu/Hf devido ao empobrecimento do Hf (Bertotti *et al.* 2013). O cálculo da idade-modelo Hf- $T_{DM}$  é feito a partir da composição isotópica inicial do cristal no momento da sua cristalização. Nesse sentido, essa idade-modelo obtida representa o tempo de

residência crustal da rocha hospedeira do cristal (Matteini *et al.* 2010). O cálculo da idade-modelo Hf- $T_{DM}$  é dado por:

$$\text{Hf-}T_{DM}^C = 1/\lambda \times \ln \left\{ 1 + \frac{[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{am}} - ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}]_{DM}}{[(^{176}\text{Lu}/^{176}\text{Hf})_{\text{crustal}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{DM}]} \right\} + t \quad (\text{Eq. 7})$$

A sistemática também fornece um importante parâmetro marcador de fontes magmáticas denominado parâmetro petrogenético ( $\epsilon_{\text{Hf}}$ ; Equação 8). Este indicador define uma comparação da razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  entre o zircão hospedado na rocha no tempo em que cristalizou e o reservatório condritico uniforme (CHUR). Este parâmetro será positivo quando o protólito magmático possuir razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  maior que o CHUR, conseqüentemente a fonte do magma é de origem mantélica (juvenil). Da mesma maneira, o parâmetro petrogenético será negativo quando protólito magmático possuir razão menor que o CHUR, logo a fonte magmática é de origem crustal (Bertotti *et al.* 2013). Portanto, as razões iniciais  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  da amostra em relação ao CHUR possibilitam identificar a derivação das fontes magmáticas (manto ou crosta), bem como inferir os processos geradores da rocha (fusão parcial do manto ou o retrabalhamento crustal por fusão da crosta (Bertotti *et al.* 2013, Milhomem Neto *et al.* 2017a).

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[ \frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{amostra}}}{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (\text{Eq. 8})$$

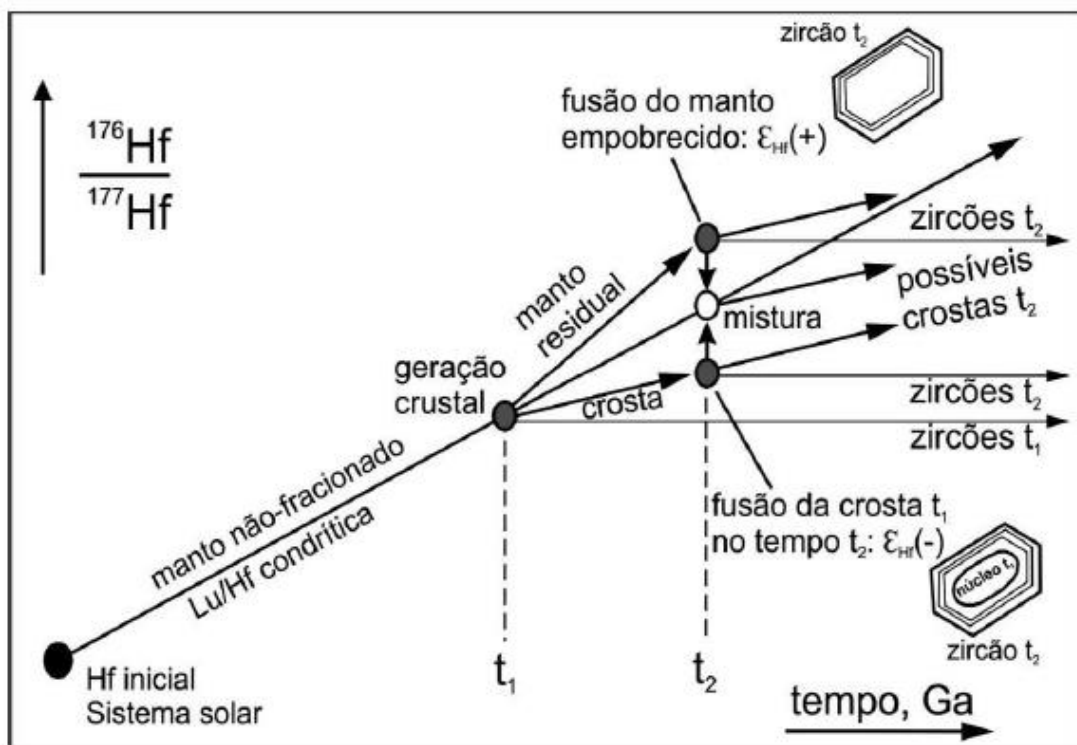


Figura 8- Diagrama de evolução isotópica de Hf a partir de um reservatório condritico (Patchett *et al.* 1981, Kinny & Mass 2003).

O uso dessa sistemática por LA-ICP-MS permite a realização de análises em cristais de zircão com alta resolução espacial. O zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ), um mineral acessório comum em uma variedade de rochas, tem a capacidade de hospedar elementos traços como o Hf em altas concentrações ( $\sim 10.000$  ppm), no retículo cristalino (Patchett *et al.* 1981). Isso ocorre em função da similaridade química entre o Hf e o Zr, sendo comum a substituição entre esses elementos com consequente, aumento da abundância de Hf no mineral. Dito isto, torna-se intuitivo afirmar que as razões  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  são relativamente muito baixas nos cristais. No entanto, como preservam tal razão inicial herdada do magma em que se cristalizou, este mineral torna-se útil para estudos acerca da evolução planetária (Matteini *et al.* 2010). Além disso, a temperatura de bloqueio do Hf no sistema isotópico é de aproximadamente  $1.100^\circ\text{C}$ , portanto bastante superior a maioria dos eventos térmicos de modificação da crosta tais como migmatização e metamorfismo de alto grau, que permite manter assim o sistema fechado e obter sucesso nos cálculos de idade-modelo (Geraldes 2010, Milhomem Neto *et al.* 2017a).

### 3.3 SISTEMA ISOTÓPICO Sm-Nd E SUA APLICAÇÃO EM ROCHA TOTAL

O sistema isotópico Sm-Nd, assim como o sistema Lu-Hf, tem sido bastante utilizado em estudos geocronológicos, petrogenéticos e de evolução crustal, sendo uma importante ferramenta para investigações acerca da origem e evolução do Terra.

O sistema está norteado em dois elementos químicos pertencentes ao grupo dos elementos terras raras leves (ETRL), a saber: Samário (Sm) e o Neodímio (Nd). Na tabela periódica, ambos estão inseridos na série dos lantanídeos, portanto, apresentam valência (ou estado de oxidação) equivalente a +3 e raios iônicos similares:  $1,04 \text{ \AA}$  e  $1,08 \text{ \AA}$ , respectivamente. Tais similaridades químicas fornecem uma baixa razão Sm/Nd ( $0,1 - 0,5$ ) nas rochas, de maneira que esses elementos ocorrem como elementos traços em feldspatos, anfibólios, biotita e apatita, pois costumam substituir os elementos litófilos de alto raio iônico (*LILE – Larger Ion Lithophile Elements*) presente nestes minerais. Uma característica importante que destaca este método é a baixa mobilidade desses elementos em estado sólido, bem como a baixa solubilidade deles em água, tornando-os resistentes aos processos intempéricos (Geraldes 2010).

O samário possui sete isótopos naturais (Tabela 5), a saber:  $^{144}\text{Sm}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{148}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{150}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  e  $^{154}\text{Sm}$ . Desses, apenas o isótopo  $^{147}\text{Sm}$  é radioativo enquanto os demais são classificados como isótopos naturais estáveis. O decaimento radioativo do  $^{147}\text{Sm}$  produz o isótopo radiogênico  $^{143}\text{Nd}$  pela emissão de uma partícula  $\alpha$  (Equação 9), com a constante de decaimento equivalente a  $6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$  e tempo de meia vida de  $1,06 \times 10^{11} \text{ anos}$  (Faure

e Mensing 2005). Além do  $^{143}\text{Nd}$ , o neodímio possui mais seis isótopos:  $^{142}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{148}\text{Nd}$ ,  $^{150}\text{Nd}$ , sendo o isótopo  $^{144}\text{Nd}$  utilizado como isótopo de referência para os devidos cálculos de idades (Lugmair & Marti 1978, Sato 1998).

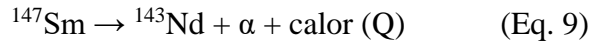


Tabela 5- Isótopos de Sm e Nd e suas respectivas abundâncias isotópicas

Isótopos de Sm	Abundância isotópica	Isótopos de Nd	Abundância isotópica
$^{144}\text{Sm}$	3,2%	$^{142}\text{Nd}$	27,1%
$^{147}\text{Sm}$	15,1%	$^{143}\text{Nd}$	12,2%
$^{148}\text{Sm}$	11,3%	$^{144}\text{Nd}$	23,9%
$^{149}\text{Sm}$	13,8%	$^{145}\text{Nd}$	8,3%
$^{150}\text{Sm}$	7,5%	$^{146}\text{Nd}$	17,2%
$^{152}\text{Sm}$	26,6%	$^{148}\text{Nd}$	5,7%
$^{154}\text{Sm}$	22,5%	$^{150}\text{Nd}$	5,6%

Fonte: (Bertotti 2005)

A sistemática Sm-Nd pode fornecer três informações: a idade isocrônica, a idade-modelo e o parâmetro petrogenético. A primeira informação remete a isócrona Sm-Nd e possui utilidade para a determinação de idades de cristalização ou de metamorfismo, sobretudo em rochas máficas e ultramáficas. Nesse sentido, para a utilização da isócrona, as amostras devem ser co-magmáticas e ter a mesma razão inicial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . O princípio da idade isocrônica Sm-Nd assume que todos os minerais ou rochas analisadas possuem razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  iguais no tempo inicial ( $t = 0$ ) e com o passar do tempo e a desintegração radioativa do  $^{147}\text{Sm}$ , a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  tende a elevar, enquanto a razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  tende a reduzir. A equação para o cálculo de idades isocrônicas por esta sistemática é dada por:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Eq. 10})$$

Durante os processos de diferenciação magmática (fusão parcial e/ou cristalização fracionada), o Nd apresenta tendência de enriquecimento maior que o Sm nas fases residuais (*melt*) em função do menor potencial iônico dos átomos de Nd, que formam fracas ligações iônicas facilmente rompidas (Sato 1998, Geraldes 2010).

Essa informação implica em duas constatações:

- (i) as razões Sm/Nd são afetadas pelo processo de diferenciação magmática;
- (ii) os processos de diferenciação, com enriquecimento de Nd, dão origem a novas rochas com razões Sm/Nd sempre menores do que aquelas razões do protólito magmático

Os isótopos de Nd têm sido utilizados para investigar a evolução da Terra em função do aumento da abundância isotópica do  $^{143}\text{Nd}$  desde a formação inicial do planeta, em torno de 4,6 Ga. A Terra, em seu estágio de formação, tinha determinadas razões primordiais de

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Foi assumido que os meteoritos condríticos possuíam a mesma razão inicial da Terra, pois ambos são provenientes de uma mesma nebulosa solar. Sendo assim, Jacobsen & Wasserburg (1984) obtiveram tais razões, através das análises de diversos meteoritos, que forneceram os valores atuais de 0,1967 e 0,512638, respectivamente, para o reservatório condrítico uniforme (*CHUR – Chondritic Uniform Reservoir*). Existe um outro modelo proposto de evolução de Nd denominado de manto empobrecido (*DM – Depleted Mantle*), fundamentado no fracionamento de Sm e Nd durante a geração de magmas responsáveis pela formação de crosta continental. Tal processo resulta no empobrecimento desses elementos, principalmente do Nd, no reservatório mantélico (Bertotti 2005).

A segunda informação fornecida por este sistema isotópico são as idades-modelo. Essa denominação se refere à idade de extração mantélica do protólito crustal e, portanto, representa a época de diferenciação daquele material em relação ao manto. Nesse sentido, as idades-modelos são designadas conforme os modelos de evolução da Terra e são representadas por idades-modelo Nd- $T_{\text{CHUR}}$ , referente ao reservatório condrítico uniforme, e idades-modelo Nd- $T_{\text{DM}}$ , referente ao reservatório mantélico empobrecido. Dentre esses modelos, a idade-modelo Nd- $T_{\text{DM}}$  tem sido mais utilizada devido a maior acurácia nos resultados (Bertotti 2005).

Outra informação importante fornecida por este método é o parâmetro petrogenético  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Este parâmetro é definido como uma comparação da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  entre a rocha e o CHUR, que possibilita apontar a natureza das fontes magmáticas. Quando os valores da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  na rocha são maiores no reservatório condrítico, o  $\epsilon_{\text{Nd}}$  apresenta resultado positivo e, desse modo, o material rochoso é derivado do manto. Por outro lado, quando os valores da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  durante a cristalização da rocha são menores que a razão no CHUR, o  $\epsilon_{\text{Nd}}$  demonstra resultado com valor negativo e, desse modo, é assumido fontes de derivação crustal. A variação entre valores negativos e positivos para o  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de uma rocha indica uma provável mistura de fontes mantélicas e crustais para a sua formação (Vergara *et al.* 1998, Bertotti 2005).

#### 4 PROBLEMÁTICA CIENTÍFICA

A região de estudo foi alvo recente de mapeamento geológico realizado pela CPRM-SUREG-BE, por meio do Projeto Geologia da Folha Macapá (Barbosa *et al.* 2013, Barbosa & Chaves 2015). Dentre os resultados obtidos por esse projeto, destaca-se a definição do Granito Porto Grande, que consiste em um plúton granítico intrusivo na borda norte do bloco arqueano Amapá, em uma zona de transição com o domínio paleoproterozoico Lourenço, na região centro-leste do estado do Amapá. Seus principais afloramentos ocorrem na cidade de Porto Grande e imediações, especialmente nas margens do Rio Araguari que banha a cidade.

Por definição, o Granito Porto Grande tem composição sienogranítica a monzogranítica e idade orosiriana, com base na média ponderada das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas pelo método de evaporação de Pb por TIMS a partir de quatro cristais de zircão de um monzogranito (JB-23A, Figura 6) que forneceu uma idade mínima de cristalização de  $1842 \pm 23$  Ma (MSWD = 8,2; Barbosa & Chaves 2015). Para a mesma rocha, foi realizada uma análise isotópica pelo método Sm-Nd em rocha total por TIMS e os dados obtidos mostraram uma idade-modelo Nd- $T_{\text{DM}}$  de 2,9 Ga, com valor de  $\epsilon_{\text{Nd}(1,84 \text{ Ga})}$  de -9,8, indicando que a origem deste magma granítico envolve retrabalhamento por fusão de crosta mesoarqueana (Barbosa & Chaves 2015).

A idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  supracitada obtida por Barbosa & Chaves (2015) representa o mais jovem registro de magmatismo granítico na região centro-leste do Amapá. No entanto, analisando-se o conjunto total de idades individuais obtidas verifica-se uma ampla variação que vai desde  $2306 \pm 23$  Ma até  $1673 \pm 25$  Ma ( $n = 11$ ). Nesse sentido, os autores recomendam cautela para utilização da idade mínima de cristalização calculada ( $1842 \pm 23$  Ma,  $n=4$ ) devido ao erro analítico incomum e considerado elevado para tal metodologia e também pela dispersão e incerteza analítica (Barbosa & Chaves 2015).

Cabe ressaltar que as idades obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão por TIMS nem sempre permitem a determinação de uma idade confiável, visto que a principal limitação deste método é não poder posicionar os pontos em um diagrama Concórdia e, assim, avaliar o grau de discordância dos pontos analíticos. Portanto, a existência de antigos núcleos herdados nos zircões, assim como os efeitos da perda de chumbo radiogênico pós-cristalização por metamorfismo ou metamitização podem levar a interpretações ambíguas da idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  por este método (Milhomem Neto *et al.* 2017b, Milhomem Neto 2018).

Barbosa & Chaves (2015), baseados na idade mínima de cristalização pós-transamazônica obtida e na assinatura geoquímica característica de granitos tipo-A, atribuíram o caráter anorogênico ao Granito Porto Grande. Entretanto, os mesmos autores citam

evidências claras de deformação na unidade. Por exemplo, a ocorrência de foliação protomilonítica a milonítica, superposta a feições de fluxo magmático marcadas pelo alinhamento de cristais de feldspato. Adicionalmente, Coelho (2014) descreveu zonas miloníticas centimétricas, onde há uma concentração maior de deformação de natureza dúctil, com forte cominuição dos minerais, associadas à recristalização. Portanto, a existência de um episódio magmático de ~1,84 Ga, assim como de um evento de deformação dúctil pós-transamazônico, não tinha sido descrita nessa porção do Escudo das Guianas e poderiam significar o desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento durante um episódio orosiriano ou a reativação dessas zonas previamente geradas durante a orogenia Transamazônica.

A obtenção da assinatura isotópica Hf-Nd no Granito Porto Grande é fundamental para a discussão acerca das fontes e processos magmáticos geradores da unidade, bem como possibilita a caracterização e evolução no sistema crosta-manto em dois sistemas isotópicos: Lu-Hf e Sm-Nd. Nesse sentido, a importância da determinação da assinatura isotópica de Hf decorre da inexistência de idades-modelo Hf- $T_{DM}^C$  e indicadores petrogenéticos ( $\epsilon_{Hf}$ ) para os zircões dessa unidade. Em contrapartida, a determinação da assinatura isotópica de Nd visa a confirmação de idades-modelo Nd- $T_{DM}$  em 2,9 Ga obtidas por Barbosa & Chaves (2015) em porções diferentes do plúton. Adicionalmente, o cálculo de idades-modelo (Nd- $T_{DM}$  e Hf- $T_{DM}^C$ ) admite em consideração a idade de cristalização da rocha ou do referido cristal (ou de determinado domínio interno do zircão). Portanto, a confirmação da idade de cristalização é fundamental para avaliação das assinaturas isotópicas Hf-Nd a serem obtidas neste trabalho.

Tendo em vista as dimensões quilométricas do Granito Porto Grande e sua proximidade a nordeste com as rochas do domínio paleoproterozoico Lourenço, é imprescindível que se investigue sua homogeneidade em termos de fontes. Adicionalmente, a aplicação do método combinado U-Pb e Lu-Hf *in situ* em zircão, que representa atualmente uma das ferramentas mais eficazes e amplamente utilizadas para estudos isotópicos, podem subsidiar importantes inferências não só quanto à idade de extração mantélica, mas também quanto a possível história evolutiva do Granito Porto Grande, a exemplo dos recentes trabalhos desenvolvidos pelo grupo de pesquisa do Laboratório Pará-Iso/UFGA (Milhomem Neto *et al.* 2017a,b; Milhomem Neto & Lafon 2019, 2020, Vianna *et al.* 2020, Pinto 2020).

## 5 OBJETIVOS

Este trabalho de conclusão de curso foi concebido para solucionar o problema geológico existente no posicionamento estratigráfico do Granito Porto Grande, na borda norte do Bloco Amapá, tendo como objetivo principal a determinação do significado tectônico do Granito Porto Grande em relação à orogenia Transamazônica.

Como objetivos específicos, pretende-se:

(i) Classificar e caracterizar o Granito Porto Grande em termos de ambiente tectônico a partir de novos dados geoquímicos e comparando com aqueles já existentes em trabalhos anteriores;

(ii) Determinar a idade de cristalização do Granito Porto Grande, aplicando-se o método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS;

(iii) Definir as idades-modelo ( $T_{DM}$ ) e assinaturas isotópicas Hf-Nd desse magmatismo granítico, bem como estimar seu tempo de residência crustal, aplicando-se os métodos Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS e Sm-Nd em rocha total por ID-TIMS.

## 6 MATERIAIS E MÉTODOS

### 6.1 TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM

Os trabalhos de campo e amostragem concentraram-se no entorno da cidade de Porto Grande, na região centro-leste do estado do Amapá. Estes trabalhos visaram o reconhecimento geológico e a coleta de rochas do Granito Porto Grande, identificada e exposta na cidade supracitada. As exposições ocorrem em leitos naturais de drenagem do Rio Araguari, nos arredores da cidade ou de maneira antrópica decorrente de atividades mineradoras na região.

A atividade de campo foi realizada no período de 21 a 25 de novembro de 2019, na qual estiveram presentes, além do autor deste trabalho, os professores Jean Michel Lafon e João Marinho Milhomem Neto, ambos do IG-UFPA, e o geólogo Renato Cantão Gonçalves, atualmente mestrando do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA. Esta atividade concentrou-se na busca de afloramentos do Granito Porto Grande na margem esquerda do Rio Araguari, oposta à cidade. O acesso se deu por meio fluvial utilizando-se um barco a motor. Durante a busca, foram encontrados diversos blocos e extensos lajedos pertencentes a unidade, de onde foram amostradas três rochas, todas classificadas como biotita sienogranitos (RPJ19-11, RPJ19-12 e RPJ-13; Figura 6).

Adicionalmente, aproveitou-se um biotita sienogranito (JAP18-05) para este trabalho, que fora coletada em novembro de 2018 na atividade de campo de TCC do geólogo João Alberto Evangelista Pinto, atualmente mestrando do PPGG e membro do Grupo de Pesquisa em Geologia Isotópica da UFPA. As coordenadas geográficas das amostras coletadas e os procedimentos analíticos a serem executados estão sumarizados na Tabela 6, abaixo.

Tabela 6- Relação da amostragem realizada durante as etapas de campo, com as coordenadas geográficas e os procedimentos analíticos efetuados nas amostras coletadas.

Litologia	Sigla da amostra	Coordenadas geográficas		Petrografia	Análise geoquímica	U-Pb em zircão	Lu-Hf em zircão	Sm-Nd em rocha total
		Lat. (N)	Long. (W)					
Biotita sienogranito	JAP18-05	0°43'35"	51°22'29"	X	X	X	X	X
Biotita sienogranito	RPJ19-11	0°43'17"	51°26'06"	X	-	X	-	-
Biotita sienogranito	RPJ19-12	0° 43'24"	51°24'54"	X	-	-	-	-
Biotita sienogranito	RPJ19-13	0° 44'17"	51°23'36"	X	-	-	-	-

## 6.2 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

A descrição petrográfica foi realizada a partir da caracterização macro- e microscópicas das rochas amostradas, com base em manuais de identificação mineralógica dos constituintes da rocha e de estruturas (Deer *et al.* 1992, Pascchier & Trouw 2005, Trouw *et al.* 2010), bem como na utilização das propostas de classificação petrográfica de Le Maitre (2002). As rochas amostradas foram designadas à confecção de lâminas petrográficas no Laboratório de Laminação (IG-UFPA), enquanto a caracterização microscópica e a captura de fotomicrografias foi realizada, por meio do microscópio petrográfico *ZEISS Axio Lab.A1 software ZEN*, no Laboratório de Petrografia-Graduação (IG-UFPA). A classificação foi pautada na análise e estimativa modal dos constituintes mineralógicos identificados em proporção visual, sem contagem de pontos, na rocha.

## 6.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Esse processo foi realizado para fins de análises químicas e isotópicas e se baseia em trabalhos previamente realizados no Laboratório Pará-Iso (IG-UFPA), a exemplo de Oliveira *et al.* (2008), Milhomem Neto *et al.* (2017a, 2017b) e Vianna *et al.* (2020). Apenas duas amostras (JAP18-05 e RPJ19-11) foram preparadas e compreendeu as seguintes etapas:

### (i) Trituração e pulverização

A trituração e pulverização foram realizadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG-UFPA. A trituração dos constituintes minerais das rochas foi realizada utilizando-se dois britadores de mandíbula, enquanto na pulverização foram utilizados um moinho de anel *Shatterbox* e um almofariz de ágata com pistilo. O moinho em anel serviu para a pulverização parcial da rocha, a fim de destinar-se às análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf, enquanto o almofariz de ágata foi utilizado para pulverização total, destinando-se às análise geoquímica e de isótopos Sm-Nd. Após a pulverização total e quarteamento, duas alíquotas de 100 mg foram separadas de cada rocha, uma para análise química em laboratório comercial e outra designada à análise Sm-Nd em rocha total.

### (ii) Separação granulométrica

Assim como as etapas subsequentes, foi realizada na Sala de Separação de Minerais do Pará-Iso (IG-UFPA) por meio do peneiramento em água. Para isso, foram utilizadas três telas de *nylon* com aberturas distintas (250  $\mu\text{m}$ , 175 $\mu\text{m}$  e 125  $\mu\text{m}$ ), com o objetivo de separar o material pulverizado, para as análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf, em duas frações granulométricas: 175-250  $\mu\text{m}$  e 125-175  $\mu\text{m}$ .

(iii) Bateamento e microbateamento em água

As frações granulométricas separadas foram inseridas em uma bateia de alumínio de 30 cm de diâmetro, sobreposta a uma bateia maior (53 cm de diâmetro) utilizada como reservatório de água e aparato para a coleta de minerais leves provenientes da bateia menor. Nesta, foram realizados movimentos circulares para concentrar os minerais pesados, dentre eles o zircão, no fundo da bateia. Em seguida, foi realizado o microbateamento em água com o concentrado de minerais pesados obtido anteriormente. Esse concentrado foi colocado em microbateias de porcelana de 6 e 11 cm de diâmetro, respectivamente. As microbateias de porcelana foram submersas em um recipiente redondo de vidro (tipo *pyrex*), contendo água, e movimentadas circularmente a fim de reter os minerais pesados no fundo da microbateia, enquanto os minerais leves se deslocam para o recipiente de vidro. Após isso, os minerais pesados restantes desta etapa foram postos a secar em estufa a 100°C.

(iv) Separação magnética

A separação magnética foi realizada inicialmente utilizando-se um ímã de mão, que retirou os minerais magnéticos, seguida do uso de um ímã de neodímio, responsável por remover os minerais máficos dos concentrados de minerais pesados de cada fração granulométrica de interesse. Os minerais pesados restantes foram submetidos a próxima etapa.

(v) Microbateamento em álcool

Nesta etapa, os minerais pesados foram submersos em álcool etílico 96° contido em uma placa de Petri. Esta, foi levemente inclinada e realizaram-se movimentos curtos e repetitivos de “vai e volta” para os minerais pesados se concentrarem na borda frontal da placa, enquanto os leves se deslocavam preferencialmente para o centro e, assim, sendo retirados da placa com o auxílio de uma micropipeta plástica.

(vi) Seleção dos cristais de zircão e confecção de *mounts*

Os cristais de zircão foram selecionados a partir do concentrado seco de minerais pesados armazenados na placa de Petri. Com o auxílio da lupa binocular *Leica* modelo *EZ4HD* e de uma agulha, foram catados manualmente e preferencialmente os cristais de zircão euédricos, translúcidos de cores castanho a marrom, sem aspecto de metamitização. Os cristais selecionados foram fixados em fita adesiva dupla-face colada em lâmina de vidro. Sendo ordenados em linhas e colunas (grade 10x10), para a confecção de pastilhas com resina epóxi (*mounts*), devidamente polidas a fim de expor a seção transversal dos cristais de zircão. A confecção dos *mounts* foi realizada no Laboratório de Laminação (IG-UFPA).

#### 6.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi utilizada para a obtenção de imagens de elétrons retro espalhados (ERE) e de catodoluminescência (CL), utilizadas para auxiliar na escolha das melhores seções dos cristais para as análises isotópicas *in situ*. Buscou-se a identificação de estruturas internas nos cristais de zircão, tais como zoneamentos, fraturas, porosidade ou inclusões que poderiam interferir nas análises pontuais por LA-ICP-MS e fornecer resultados imprecisos. Desse modo, os *mounts* foram metalizados em metalizador de ouro *Emitech* modelo K550X, com condições de metalização em 1,5 minutos e espessura de aproximadamente 15 nm, que possibilitaram a captura de imagem de elétrons retroespalhados (ERE), para o biotita sienogranito JAP18-05, no MEV *Zeiss* modelo *SIGMA-VP* pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato à UFPA e instalado no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA. As condições de operação da obtenção de ERE foram: corrente do feixe de elétrons = 80  $\mu$ A, voltagem de aceleração constante: 20 kV, distância de trabalho = 8,5 mm.

A captura de imagens em MEV do biotita sienogranito RPJ19-11 foi realizada por catodoluminescência (CL) pantocromática com faixa espectral de 350-650  $\mu$ m no Laboratório de Microanálises, do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências (CLGeo) da Universidade Federal de Sergipe (UFS), por meio do MEV *Tescan*® modelo *Vega 3*. As condições analíticas de operação do equipamento foram: intensidade da corrente = 10 – 20 nA, voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 8 – 15 mm e diâmetro do feixe = 0,4 – 1  $\mu$ m.

#### 6.5 ANÁLISE E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

A análise e caracterização química foi realizada, a partir da alíquota separada na etapa de preparação de amostras. Nesse sentido, a alíquota de cada rocha pulverizada pelo almofariz de ágata foi enviada ao laboratório comercial da *ALS Ltda.*, no Peru. Esta etapa previa a utilização de dois biotita sienogranitos (JAP18-05 e RPJ19-11) na caracterização geoquímica da unidade. No entanto, neste trabalho constam apenas os resultados do biotita sienogranito (JAP18-05), pois os dados analíticos referente ao biotita sienogranito (RPJ19-11) não foram recebidos em tempo hábil da conclusão deste e serão aproveitados futuramente para a realização de novos trabalhos. Os elementos maiores e menores foram analisados por espectrometria de emissão atômica com plasma indutivamente acoplado (ICP-AES), enquanto os elementos traços e terras-raras foram analisados por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), associada à dissolução em borato de lítio. Os resultados

foram organizados em planilha *Excel* e carregados no *software GeoChemical Data toolkit (GCDKit) 6.0* para as devidas interpretações (Janousek *et al.*, 2006). Assim, foram produzidos diagramas de classificação, variação e geotectônicos com o intuito de caracterizar o Granito Porto Grande analisando-se esses novos dados em conjunto com os dados geoquímicos existentes na literatura (Coelho 2014, Barbosa & Chaves 2015, Vianna *et al.* 2020).

## 6.6 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS

As análises isotópicas U-Pb *in situ* em zircão foram efetuadas de acordo com a metodologia implantada no Laboratório Pará-Iso (Milhomem Neto *et al.* 2017b, Milhomem Neto & Lafon 2019) por meio do espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado multicoletor de alta resolução (MC-ICP-MS) da *Thermo Finnigan* modelo *Neptune* equipado com microsonda de ablação a laser (LA) *CETAC* modelo *LSX-213 G2*. O espectrômetro é equipado com nove coletores *Faraday* e seis canais contadores de íons (MIC's). Os coletores *Faraday* obtiveram as intensidades de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{208}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$  em volts (V) e a intensidade dos isótopos  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{204}\text{Hg}$  e  $^{207}\text{Pb}$  foi medida pelos MIC's em contagens por segundo (cps). Os isótopos  $^{202}\text{Hg}$  e  $^{204}\text{Hg}$ , presentes nos gases argônio (Ar) e hélio (He), foram monitorados para realização das correções de interferência de massa sobre o  $^{204}\text{Pb}$ .

Antes das análises, o espectrômetro foi calibrado, por calibração cruzada, a partir da solução de referência *Neptune*, sendo estes ajustes necessários para a conversão correta de unidade entre os coletores *Faraday* e os MIC's. As condições de funcionamento do laser foram configuradas para o fluxo de He entre 450-500 mL/min, densidade de energia equivalente a 5-6 J/cm<sup>2</sup>, frequência de 10 Hz e tempo de ablação em torno de 40 segundos para cada análise pontual em furos (*spots*) de 25 e 10 µm de diâmetro, dependendo dos sinais analíticos verificados. Materiais de referência internacional foram utilizados para as correções de fracionamento elementar e discriminação de massa, sendo o zircão GJ-1 (609 ± 2 Ma, Jackson *et al.* 2004) utilizado como material de referência primário. Para a certificação e verificação da reprodutibilidade das análises isotópicas, foram analisados como materiais de referência secundários os zircões BB (562 ± 9 Ma; Santos *et al.* 2017) e Plešovice (337 ± 0,3 Ma, Slàma *et al.* 2008). A idade média ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas nesses padrões secundários foi de 566 ± 6 Ma (2σ, n = 7, MSWD = 0,060) e 335 ± 7 Ma (2σ, n = 3, MSWD = 0,016), respectivamente (Ver dados analíticos na tabela 8). A sequência analítica foi iniciada com a leitura de um branco analítico (*background*), seguido de uma análise no zircão GJ-1,

nove análises em zircões da amostra, uma no zircão BB ou Plešovice, finalizando com outras análises de branco e GJ-1 (Milhomem Neto *et al.* 2017b).

Foram determinadas e calculadas as razões isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos pontos analíticos dos cristais de zircão, após as devidas correções e redução de dados. Os dados analíticos obtidos no LA-ICP-MS foram processados em macro *Microsoft Excel* (adaptada de Chemale Jr. *et al.* 2012) para o cálculo das idades, a partir do lançamento dos dados isotópicos no diagrama Concórdia por meio do suplemento do *Microsoft Excel*, o *Isoplot* versão 3.0 (Ludwig 2003). O uso da idade média ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  é recomendado para amostras com idades superiores a 1,5 Ga (Spencer *et al.* 2016) e esse parâmetro foi utilizado neste trabalho para os resultados com grau de discordância < 1% entre as razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Para os demais foi considerada a idade individual  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ou calculadas idades de intercepto superior.

#### 6.7 Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS

As análises isotópicas Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS obedeceram aos procedimentos implantados no Laboratório Pará-Iso (Milhomem Neto *et al.* 2017a, Milhomem Neto & Lafon 2019) utilizando-se o mesmo instrumental do sistema LA-ICP-MS supracitado. Os coletores *Faraday* foram configurados para obter as intensidades dos isótopos de Yb, Hf e Lu, em modo de análise estático em baixa resolução, com o intuito de definir as razões isotópicas  $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ ,  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ,  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ .

As condições de funcionamento do laser foram configuradas para o fluxo de He entre 450-500 mL/min, densidade de energia equivalente a 4-5 J/cm<sup>2</sup>, frequência de 10 Hz e tempo de ablação em torno de 50 segundos para cada análise pontual em furos de 50 µm de diâmetro. Os cristais foram escolhidos a partir das imagens de ERE e das idades U-Pb de cristalização obtidas previamente, excluindo-se aqueles com feições metamórficas, fraturas internas e com discordância superior a 8% nas idades U-Pb de cristalização. Materiais de referência internacional, com idade e composição isotópica  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  bem definidas, foram utilizados no controle das análises isotópicas para corrigir interferências de massa e o fracionamento elementar, a saber: zircão MudTank ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282523$ , 2σ, n=2190, Griffin *et al.* 2006) e zircão GJ-1 ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282000$ , 2σ, n=24, Morel *et al.* 2008). A sequência analítica foi efetuada a partir da análise de um *background*, seguido de uma análise no zircão MudTank, uma análise no zircão GJ-1, dez análises nos cristais da amostra e, por fim, outras análises no zircão GJ-1, *background* e zircão MudTank. O fracionamento isotópico decorrente das análises foi corrigido com a normalização da razão isotópica de Yb

( $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ : 1,12346; Thirlwall & Anczkiewicz 2004) e de Hf e Lu ( $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ : 0,7325; Patchett & Tatsumoto 1980), de acordo com a lei exponencial (Russel *et al.* 1978).

Os dados obtidos foram processados em macro *Microsoft Excel* (adaptado de Bertotti 2012, Bertotti *et al.* 2013) para a correção das razões isotópicas  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  em cada análise, de maneira que a constante de decaimento  $\lambda^{176}\text{Lu}$  utilizada para os devidos cálculos foi de  $1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$  (Söderlund *et al.* 2004). As razões atuais  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  utilizadas foram 0,0336 e 0,282785, respectivamente, para o Reservatório Uniforme Condritico (CHUR) (Bouvier *et al.* 2008) e  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  equivalente a 0,0388 e 0,28325, respectivamente, para o manto empobrecido (DM) (Andersen *et al.* 2009). A razão  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,015 (Griffin *et al.* 2002, 2004, Belousova *et al.* 2009, 2010) foi utilizada como um valor médio da crosta continental para o cálculo das idades-modelo crustais. Por fim, foram utilizadas planilhas *Excel* com o objetivo de calcular a idade modelo Hf- $T_{\text{DM}}$  e o parâmetro  $\epsilon_{\text{Hf}}$  de cada cristal de zircão analisado, assim como outros parâmetros fundamentais para a construção dos diagramas de evolução de Hf *versus* tempo geológico (Milhomem Neto *et al.* 2017a, Milhomem Neto 2018).

## 6.8 Sm-Nd EM ROCHA TOTAL POR TIMS

A análise Sm-Nd em rocha total por TIMS seguiu os procedimentos implantados por Oliveira *et al.* (2008) no Laboratório Pará-Iso. No presente trabalho foi utilizado o espectrômetro de massa de ionização térmica (TIMS) da *Thermo Finnigan* modelo *Triton Plus*.

A alíquota pulverizada destinada a esta etapa foi dissolvida em cadinho de Teflon com uma mistura de ácidos  $\text{HNO}_3$ , HF e HCl, para a recuperação dos elementos terras raras (ETR). Em seguida, foi realizada a separação química dos ETR dos outros elementos dissolvidos com o uso da resina catiônica *Biorad DOWEX AG 50x8*. A extração do elemento Nd a partir da solução de ETR separada e evaporada foi realizada também por técnica convencional de troca catiônica em colunas de Teflon contendo resina *Eichron<sup>®</sup> Ln* (adaptado de Oliveira *et al.* 2008). O concentrado de Nd foi colocado em filamento duplo Ta-Re para a realização das análises, a fim de obter a composição isotópica do elemento. A determinação da composição foi realizada com a análise de dez blocos sucessivos de dez medidas isotópicas, que permitiram a obtenção das razões  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Para as concentrações dos elementos Nd e Sm, necessárias para o cálculo da razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e da idade modelo, foram aproveitados dados geoquímicos previamente obtidos em laboratório comercial de análise química.

A aferição do método e controle das análises isotópicas no espectrômetro de massa ocorreu com o auxílio de materiais de referência certificados BCR-1 (Basalto USGS), BHVO-1 e solução La Jolla (Oliveira *et al.* 2008). 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 é aquela revisada por Lugmair e Marti (1978) de  $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ . As idades-modelo de Nd foram calculadas de acordo com o modelo de DePaolo (1981), utilizado para a evolução do manto empobrecido (DM).

## 7 RESULTADOS

### 7.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

As rochas descritas para a unidade Granito Porto Grande são caracterizadas como sienogranitos acinzentados, porfiríticos, leucocráticos e anisotrópicos, constituídos majoritariamente por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita (Figura 9A, 9B e 9C). As rochas exibem uma foliação de fluxo magmático, destacada por fenocristais euédricos a subédricos de feldspato alcalino e plagioclásio orientados preferencialmente em direção geral NW-SE (341°, 340° e 323° Az). Concomitante a esta direção e superposto as feições de fluxo magmático, foram observadas foliações proto- a mesomiloníticas, que são destacadas em porfiroclastos ocelares de feldspato alcalino, por vezes rotacionados e contornados por cristais estirados de quartzo e biotita orientada em mesma direção de fluxo (Figura 9D).

Na estação (JAP18-05) foi observado, localmente, a ocorrência de um material afanítico, de cor preta e granulação muito fina, associado a zonas de falhas discordantes ao corpo, destacando a presença de estruturas rúpteis que seccionam os sienogranitos da unidade (Figura 9E). Este material foi caracterizado como um pseudotaquilito, exibindo uma cominuição intensa dos seus constituintes minerais que impossibilita uma descrição mais aprofundada desse litotipo. Representa uma evidência de tectônica rúptil em nível crustal mais raso, provavelmente ocorrida após a cristalização e a deformação dúctil do Granito Porto Grande.

Foram analisadas quatro lâminas petrográficas ao microscópio, uma lâmina da amostra JAP18-05 e uma da amostra RPJ19-11, as quais foram alvo de análises isotópicas neste trabalho, além de uma lâmina da amostra RPJ19-12 e outra da RPJ19-13. A JAP18-05 foi coletada em uma pedreira da empresa mineradora UsiBritas, situada em uma estrada vicinal a esquerda da BR-156, no sentido Porto Grande-Ferreira Gomes. Enquanto as demais foram obtidas na margem esquerda e no leito do Rio Araguari, do lado oposto à cidade de Porto Grande (Figuras 1, 6, 9B e C). Trata-se de rochas classificadas como biotita sienogranitos (Figura 10), de acordo com Le Maitre (2002), e que serão descritos abaixo.

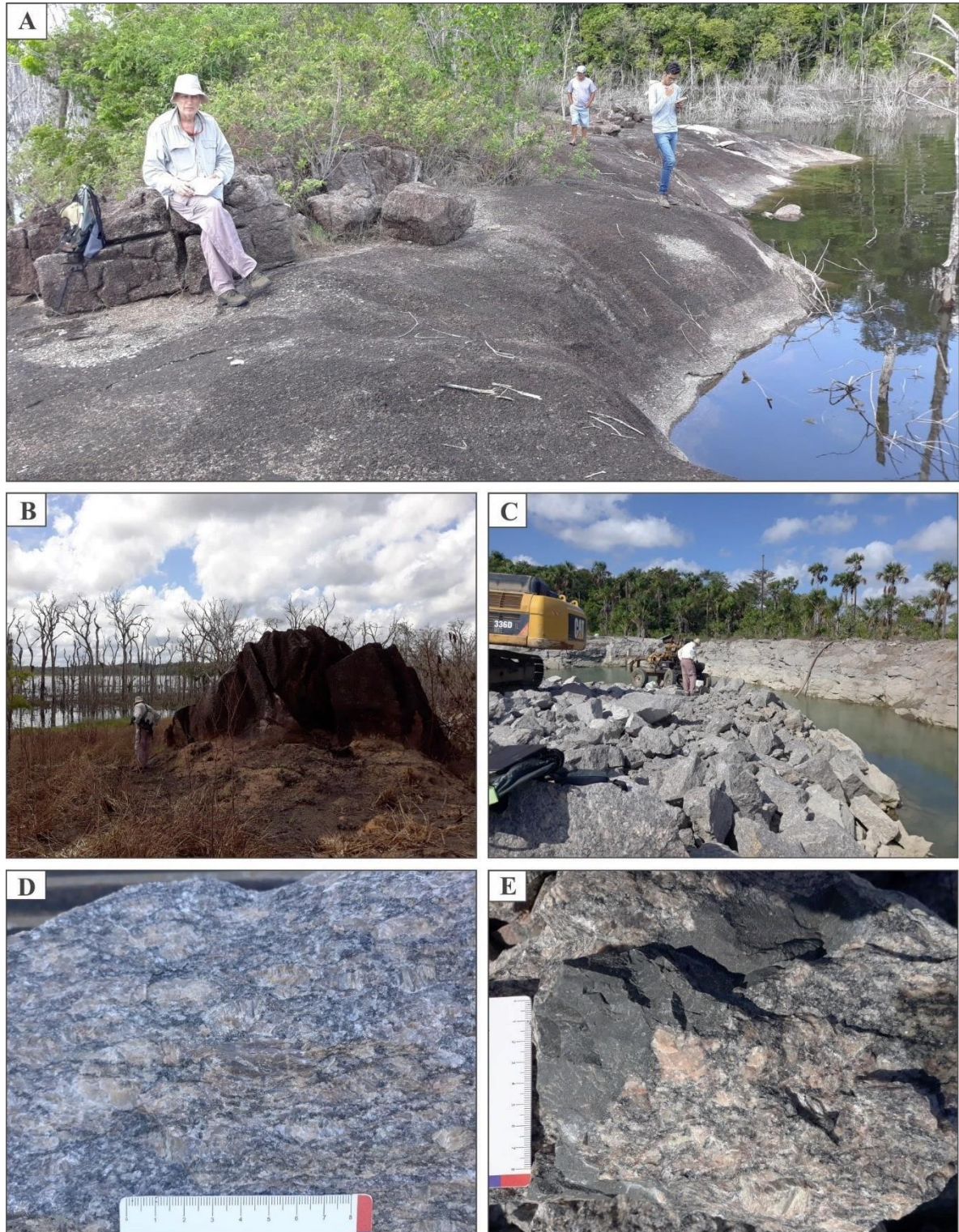


Figura 9- Aspectos gerais de campo do Granito Porto Grande. (A) Ocorrências de sienogranitos em lajedos na margem esquerda do Rio Araguari (RPJ19-13). (B) Sienogranitos em blocos abaulados na margem esquerda do rio supracitado (RPJ19-11). (C) No entorno da cidade de Porto Grande o granito é explorado para a produção de brita à construção civil, que proporciona a exposição da rocha em grandes e volumosos blocos expostos artificialmente (JAP18-05). (D) Foliação proto- a mesomilonítica no biotita sienogranito (JAP18-05), destacada por cristais de quartzo e plagioclásio estirados e contornando os pórfiroclastos de K-feldspato (E) Material afanítico escuro (pseudotachilite) secciona discordantemente o biotita sienogranito.

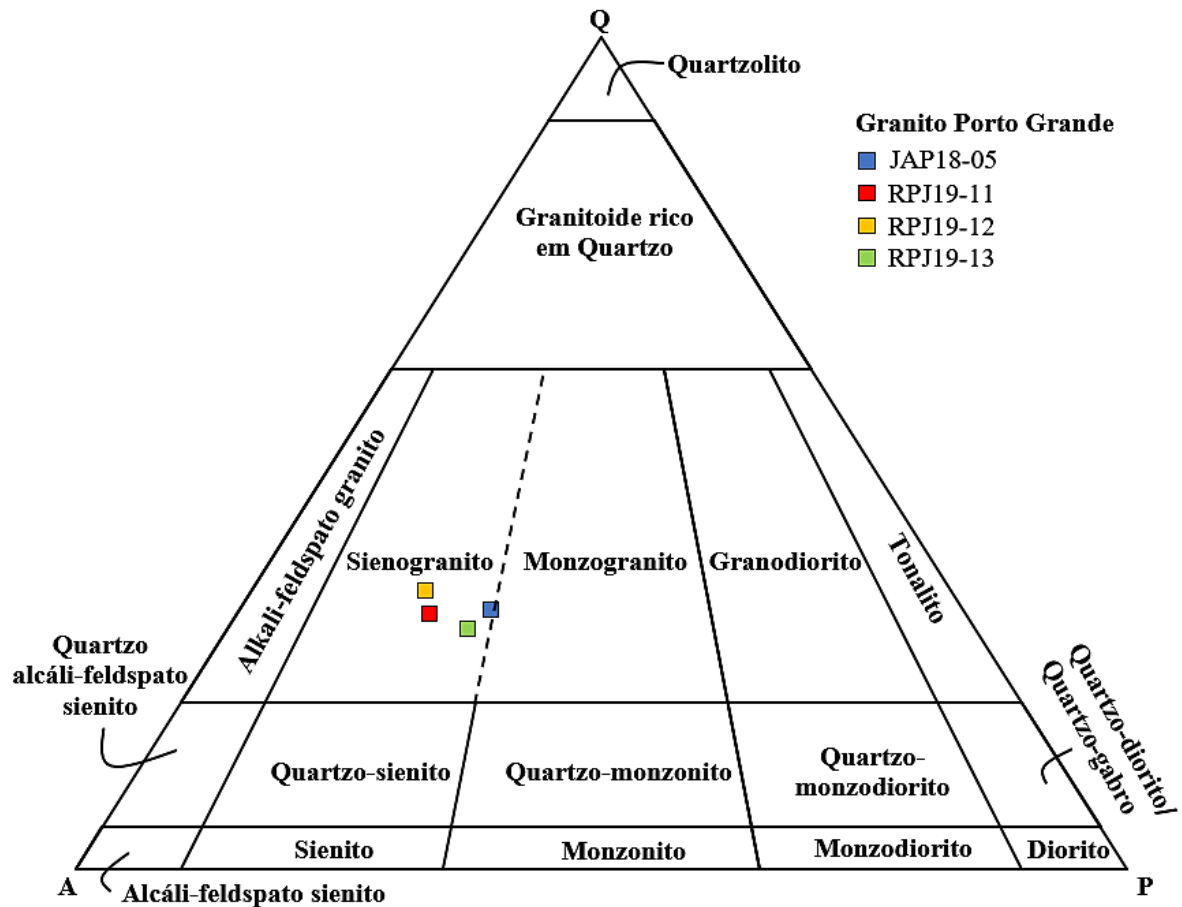


Figura 10- Diagrama de classificação petrográfica Q-A-P (Le Maitre 2002) das rochas do Granito Porto Grande.

### 7.1.1 Biotita sienogranito JAP18-05

Aflora como blocos e em taludes expostos artificialmente pela mineradora UsiBritas (Figura 9C e 11A), e caracteriza-se como uma rocha leucocrática, de cor cinza com tonalidades claras e rosadas, com textura porfirítica, inequigranular com fenocristais euédricos de microclínio envolvidos em uma matriz quartzo-feldspática de granulação média (Figura 11B). A mineralogia da rocha é dada por microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita como minerais essenciais, enquanto zircão, apatita e minerais opacos são os minerais acessórios. Clorita e argilominerais ocorrem como minerais secundários. Foi observada uma foliação incipiente a moderada dada por cristais de feldspatos ocelares e circundados por faixas de quartzo estiradas, que definem uma foliação proto- a mesomilonítica (Figura 9C). A matriz da rocha, quartzo-feldspática, é caracterizada por uma textura granular predominantemente fina devido a cominuição e aos esforços gerados na rocha durante o evento de deformação responsável pela milonitização imposta na rocha. Além disso, esta litologia está associada a um material afanítico preto de granulação muito fina, semelhante a um material vítreo e que foi caracterizado como pseudotaquilito (Figura 9E e 11C). Estes

pseudotaquilitos seccionam o biotita sienogranito, formando zonas afaníticas centimétricas em zonas de falhas (ambientes crustais rasos). A intensidade de cominuição e tamanho dos constituintes no pseudotaquilito impede a identificação mineral no mesmo.



Figura 11- Aspectos gerais do biotita sienogranito JAP18-05. (A) Rocha porfirítica de composição sienogranítica, que destaca um estiramento local em cristais quartzo e orientação de biotita, definindo uma trama anisotrópica à rocha; (B) Fenocristais euédricos de microclínio de dimensões em torno de 2 a 3 centímetros; (C) Porções da rocha, especialmente a matriz grossa, incorporam um material afanítico seccionado de cor escura denominado de pseudotaquilito, que está associado a zonas de falhas em ambientes crustais rasos.

O microclínio (~45%) ocorre tanto como fenocristais quanto na matriz da rocha, diferenciando-se em termos de granulação. Os porfiroclastos de microclínio apresentam-se em granulação grossa, em dimensões de até 6 cm (Figura 12A, 12B e 12C). Em nível microscópico, os cristais são subédricos a, raramente, euédricos, possuem hábito prismático, maclamento albita-periclina (Figura 12A) e *carlsbad* (Figura 12C), contatos irregulares e, por vezes, corroídos, com ocorrências pontuais de intercrescimento granofírico, quando em

contato com os cristais de quartzo. Na matriz, o microclínio apresenta-se predominantemente subédrico, de dimensões entre ~1 a 3 mm em uma matriz granular hipidiomórfica média. Localmente, ocorrem cristais menores que < 1 mm, comumente associado a outros minerais também em granulação fina, devido a cominuição causada pelo processo de milonitização da rocha. Em ambos os casos, os cristais de microclínio estão saussuritizados.

O plagioclásio (~20%) também ocorre como fenocristais subédricos, por vezes orientados, de dimensões de 3-5 cm, em hábito prismático alongados. Apresentam maclamento albita, contatos ora retilíneos com o quartzo e microclínio ora irregulares, principalmente, com o material cominuído e/ou recrystalizado que os envolvem. Foram observadas inclusões de biotita nesses cristais, além de uma intensa alteração sericítica. Adicionalmente, nestes cristais ocorrem reações pontuais de exsolução com o microclínio, que resultam na formação de pertitas. Na matriz, o plagioclásio ocorre como cristais finos (~0,2 - 1 mm) subédricos a anédricos e intensamente alterados (Figura 12D).

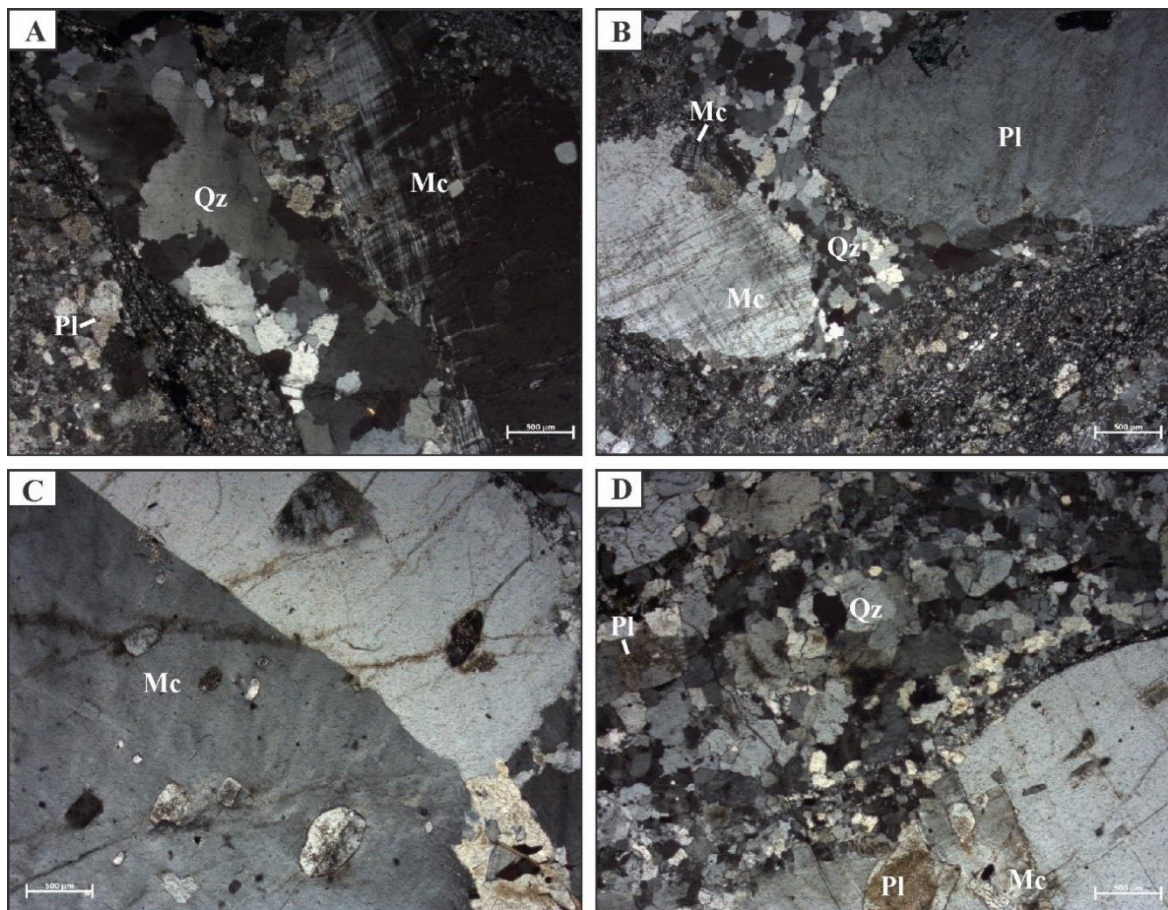


Figura 12- Aspectos fotomicrográficos a nicóis cruzados do biotita sienogranito JAP18-05. (A) Os constituintes principais da rocha são dados por cristais de microclínio (Mc) envolvidos em uma matriz de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz), que por vezes apresenta extinção ondulante; (B) Porfiroclastos de microclínio e plagioclásio separados por uma faixa de quartzo recrystalizada. Na parte inferior, abaixo dos fenocristais de microclínio e plagioclásio, o pseudotaquilito pode ser observado; (C) Destaque para os porfiroclastos de feldspato alcalino com maclamento *Carlsbad*; (D) Porfiroclasto de microclínio envolvido por uma matriz recrystalizada de quartzo e plagioclásio.

O quartzo (~27%) ocorre na matriz da rocha como cristais anédricos de tamanho médio, de dimensões entre 1 a 2 mm, dispostos em hábito granular. Apresentam relações de contato irregulares com os feldspatos e por vezes esses contatos são interlobados ou interrompidos devido a migração do limite de grão. Por vezes apresenta extinção ondulante e em porções pontuais da rocha são fitados (*ribbon quartz*) (Figura 13A e 13B). Adicionalmente, ocorrem também em granulação fina (~0,2 – 1 mm), devido a cominuição e recristalização ocasionada pela milonitização. A biotita (~5%) possui hábito lamelar, apresenta-se subédrica em granulação média (~1 a 2 mm) e, localmente, fina (~0,5 – 1 mm), frequentemente orientadas (Figura 13C), e com pleocroísmo moderado, sendo localmente substituída por clorita (Figura 13D). Entre os minerais acessórios, o zircão (Figura 13D) possui granulação fina, é subédrico e apresenta um zoneamento concêntrico. A apatita ocorre raramente, visualizada em granulação fina e hábito acicular, frequentemente incluída em cristais de plagioclásio. Os opacos estão quase sempre associados com a biotita.

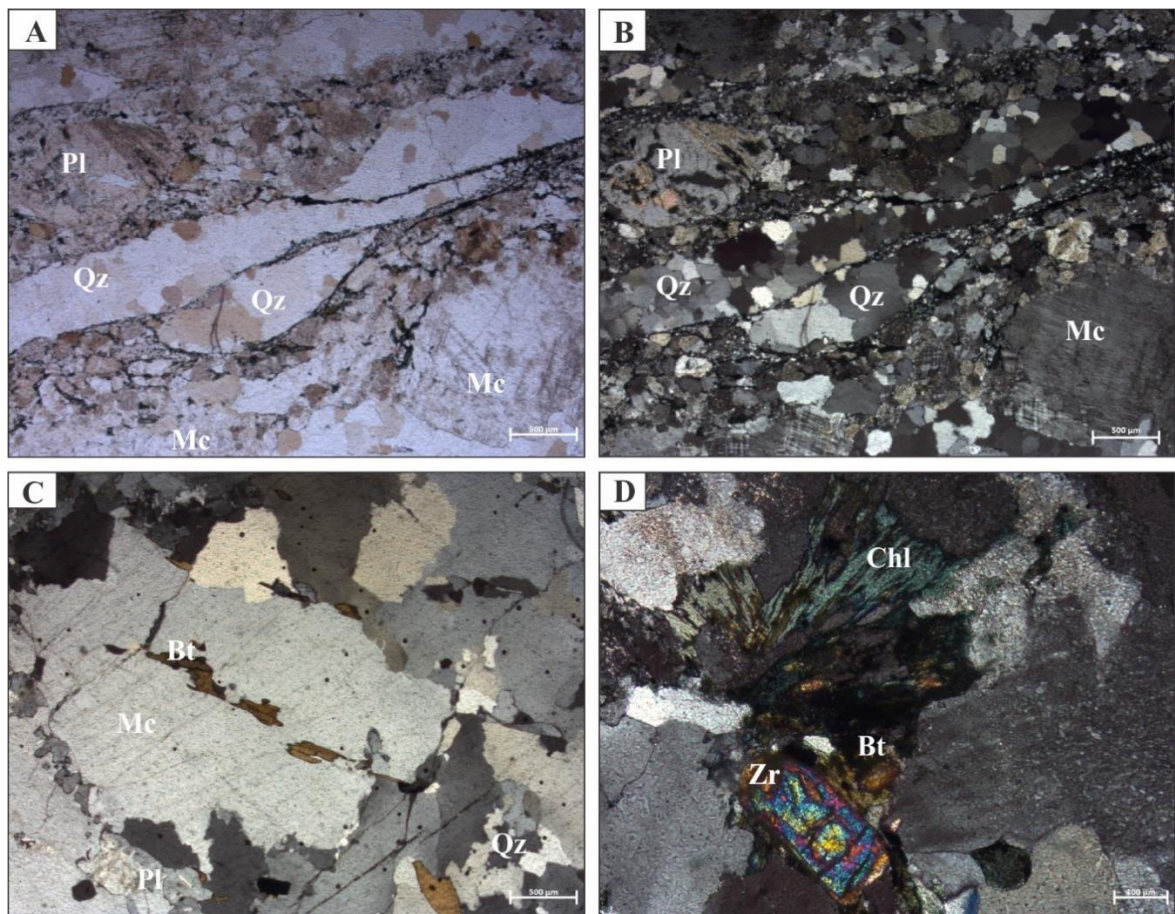


Figura 13- Aspectos fotomicrográficos do biotita sienogranito (JAP18-05). (A) A nicóis paralelo, observa-se faixas alongadas, constituídas por quartzo (Qz), destacando a foliação milonítica na rocha. (B) A mesma faixa a nicóis cruzados, que destacam feições deformacionais como *ribbon quartz* e extinção ondulante, além de pórfiroclastos de plagioclásio e microclínio. (C) Lamelas orientadas de biotita (Bt) e inclusas em microclínio (Mc) a nicóis cruzados. (D) Mostra a reação da substituição (alteração) da biotita (Bt) para a clorita (Chl) a nicóis cruzados. Também se observa a ocorrência de cristais de zircão (Zr) fraturado, birrefringência alta e com zoneamento concêntrico.

### 7.1.2 Biotita sienogranito RPJ19-11

Ocorre como blocos métricos *in situ* abaulados (Figura 14A), situados na margem esquerda do rio Araguari, próximo a uma área de vegetação nativa e parcialmente inundada pelo rio (Figura 6 e 9B). É caracterizada pela cor cinza com tons rosados, holocristalina, com textura porfirítica de granulação grossa, leucocrática e anisotrópica (Figura 14B). A mineralogia essencial é constituída por microclínio, quartzo, plagioclásio, biotita, enquanto os minerais acessórios são destacados por granada, minerais opacos e zircão. Os cristais de microclínio ocorrem como fenocristais euédricos alinhados (dimensões entre 2 a 4 centímetros) que definem uma trama de orientação de fluxo magmático, com direção NW-SE (341° Az). Os fenocristais encontram-se imersos em uma matriz dominada por quartzo e plagioclásio, ambos de granulação fina (Figura 14B e 14C). Pontualmente, próximo a borda dos fenocristais, há a ocorrência de cristais milimétricos de quartzo (< 0,2 mm) devido a milonitização. De forma secundária, alguns cristais de microclínio apresentam-se rotacionados e associados a cristais de quartzos estirados em suas extremidades (Figura 14D), assim definindo uma foliação protomilonítica a milonítica.

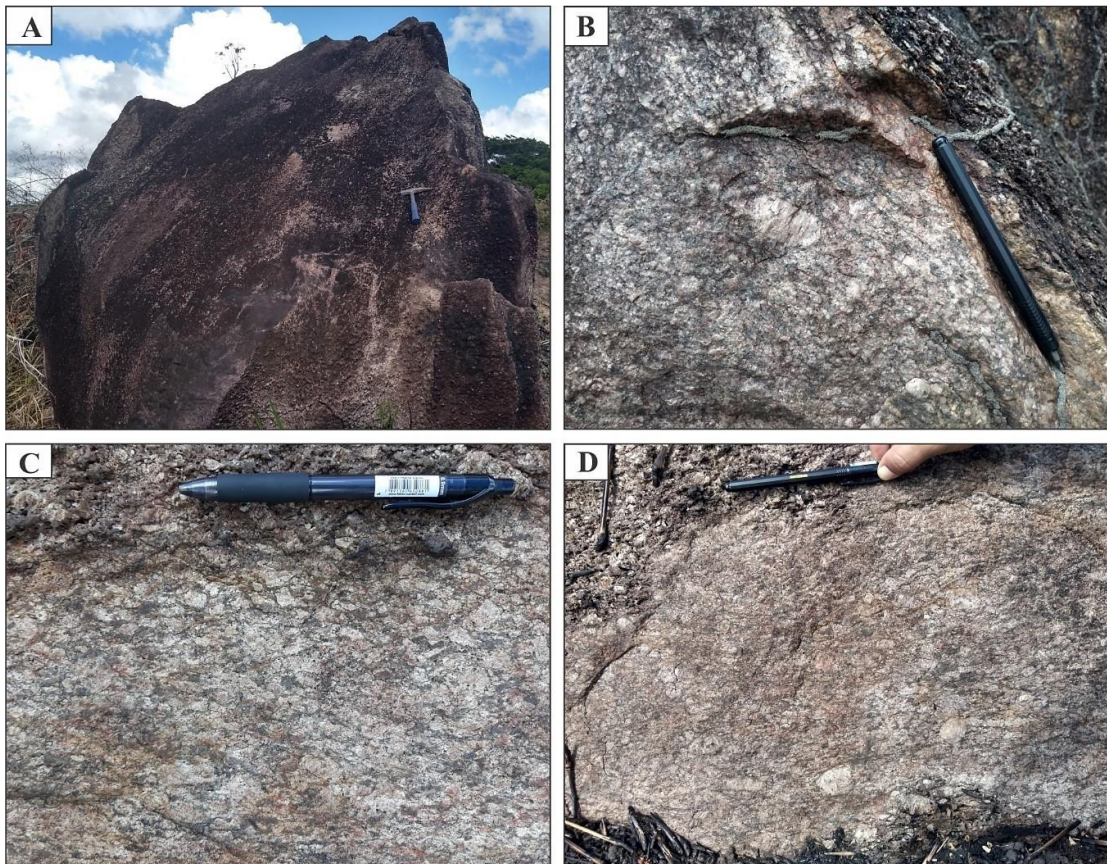


Figura 14- Aspectos gerais do biotita sienogranito RPJ19-11. (A) Blocos abaulados na margem esquerda do Rio Araguari exibem um biotita sienogranito. (B) Possui uma textura porfirítica destacada por fenocristais de microclínio; (C) Cristais estirados de quartzo dão uma trama milonítica ao redor do microclínio; (D) Cristais ocelares de microclínio também foram observados, comprovando uma trama milonítica secundária à trama magmática principal.

Em nível microscópico, o microclínio (~50%) ocorre como cristais inequigranulares, dispostos em duas populações de tamanho: uma registrada por porfiroclastos de dimensões entre 4 a 8 mm e outra mais fina, que compõem a matriz da rocha, com dimensões de ~0,5 mm a 1 mm. Os porfiroclastos são subédricos, fraturados, por vezes têm formas de ocelos, com vértices arredondados, exibem o maclamento albita-periclina e tem inclusões de plagioclásio saussuritizados e minerais opacos (~ 0,5-1 mm) (Figura 15A). Em suas bordas, são registrados subgrãos de quartzo e cristais de biotita alinhados. Os cristais finos de microclínio são subédricos, integram a matriz granular hipidiomórfica fina da rocha, e exibem o maclamento supracitado. Estes cristais encontram-se bastante alterados para sericita e argilominerais.

O plagioclásio (18%) também registra duas populações de tamanho: uma representada por fenocristais de dimensões em torno de 5 mm e outra em matriz fina com cristais de dimensões de ~0,2 a 1 mm. Os fenocristais são subédricos, exibem um maclamento simples, por vezes não visíveis, frequentemente alterados para argilominerais e sericita e têm contatos irregulares com pequenos cristais recristalizados de quartzo (~0,2 mm) em suas bordas (Figura 15B). Por vezes foram observadas interações com o microclínio, que resultaram na formação de pertitas.

O quartzo (25%) ocorre como cristais subédricos a anédricos de dimensões predominantemente finas (~0,2 – 1 mm) e ocorrências pontuais de até 2 mm, que se alinham em faixas estiradas (Figura 15C) e que contornam os porfiroclastos. Feições de deformação como formação de subgrão e extinção ondulante em quartzo foram observadas na matriz (Figura 15D). A biotita (5%) ocorre como finas lamelas subédricas e orientadas, que contornam os porfiroclastos (Figura 15E). Foi observada a presença de granada (~1%), junto a minerais opacos (~1 %), ambos dispostos em granulação fina (~0,2 – 0,5 mm). A granada (Figura 15F) apresenta-se anédrica, granular e bastante fraturada, com relevo alto e isotropia característica a polarizador cruzado, enquanto os minerais opacos e zircão (~1%) são subédricos a, raramente, euédricos, e se dispõem próximos às ocorrências de biotita na rocha.

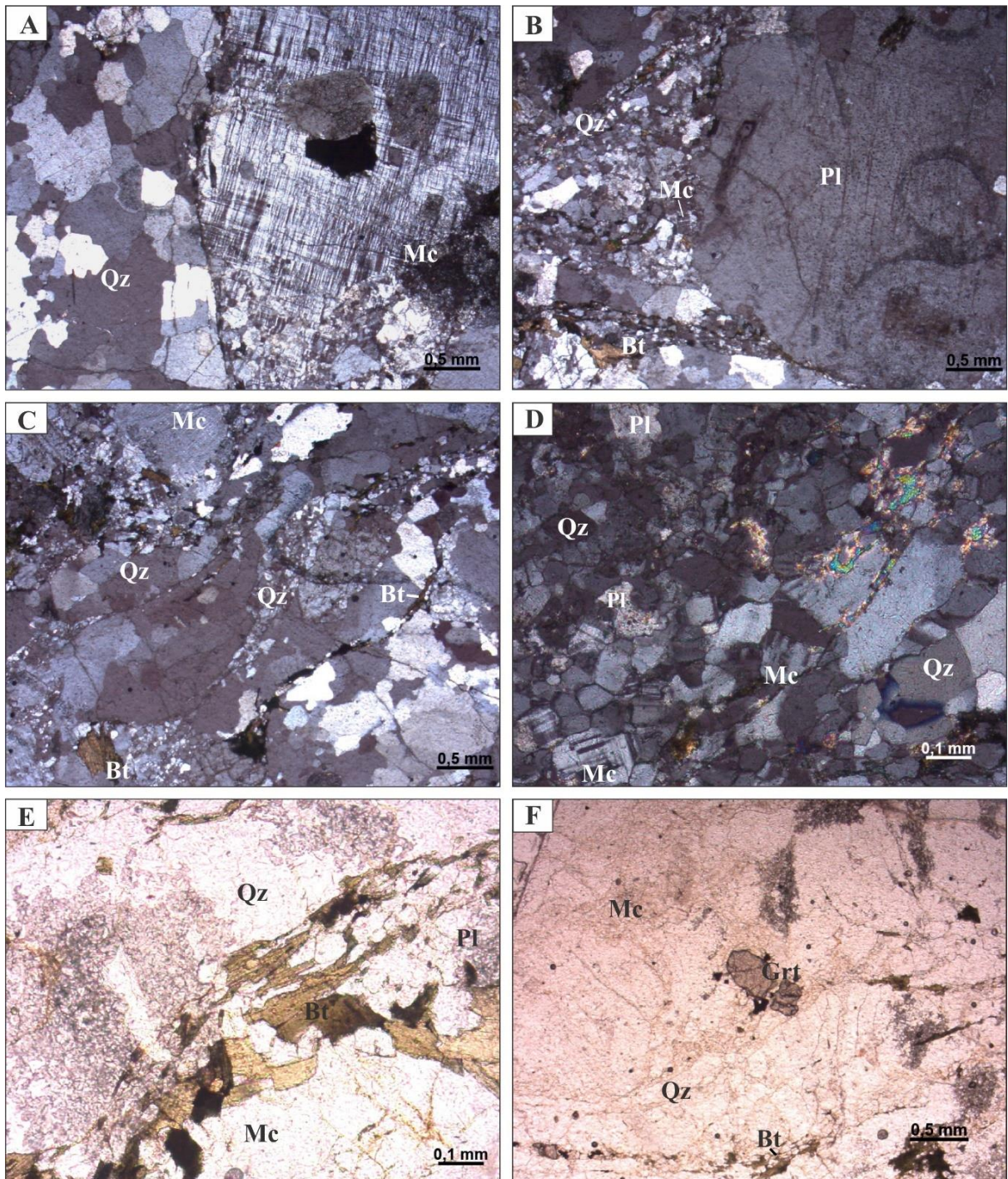


Figura 15- Aspectos fotomicrográficos do biotita sienogranito RPJ19-11. (A) Porfiroclastos de microclínio (Mc), a nicóis cruzados, apresentam contato irregulares com formas ocelares em função da milonitização sofrida pela rocha; (B) Cristais de plagioclásio (Pl), a nicóis cruzados, em granulação média são envolvidos por uma matriz recristalizada constituída por quartzo e feldspato em granulação fina; (C) A nicóis cruzados observa-se a matriz composta por quartzo (Qz) e feldspato foi recristalizada, formando subgrãos de quartzo que contornam os pórfiroclastos e por vezes formam formas fitadas; (D) Detalhe da matriz recristalizada, a nicóis cruzados, contendo cristais de microclínio, quartzo e plagioclásio todos em granulação fina; (E) Orientação preferencial dos cristais de biotita (Bt) contornando os limites do pórfiroclasto de microclínio e quase sempre associadas às faixas estiradas de quartzo, acima, a nicóis paralelo; (F) A granada (Grt) ocorre na rocha em granulação fina, anédrica e bastante fraturada, a nicóis paralelo.

### 7.1.3 Biotita sienogranito RPJ19-12

Ocorre na forma de um bloco métrico anguloso e *in situ* no leito do rio Araguari (Figura 16A), próximo a margem esquerda, no frente oposta da cidade de Porto Grande (AP) (Figuras 1 e 6). É caracterizada como uma rocha de cor cinza, porém intensamente afetada pelo intemperismo que lhe confere um aspecto esbranquiçado, holocristalina, porfirítica de granulação grossa, leucocrática e anisotrópica (Figura 16B). Os constituintes mineralógicos essenciais são dados por microclínio, quartzo, plagioclásio e biotita, que permitem classificar a rocha como biotita sienogranito. Zircão e opacos ocorrem como minerais acessórios enquanto sericita e argilominerais constituem os minerais secundários. A textura porfirítica é caracterizada por porfiroclastos de feldspato de dimensões em torno de 2 a 5 centímetros que exibem orientação NW-SE (340° Az; 323° Az), atribuída a estruturas de fluxo magmático (Figura 16C). Sobreposto, há a ocorrência de faixas estiradas de quartzo na matriz de granulação fina da rocha e cristais de biotita que bordejam os fenocristais da rocha.



Figura 16- Aspectos gerais do biotita sienogranito RPJ19-12. (A) Bloco métrico localizado no leito do rio Araguari, que exibem uma rocha porfirítica com fenocristais de feldspato (microclínio) orientados e que atingem dimensões de até 5 centímetros. (B) Destaque para a presença massiva de pórfiroclastos de microclínio euédricos. (C) Os fenocristais, em geral, exibem orientação NW-SE interpretada como orientação de fluxo magmático.

Os porfiroclastos são destacados por cristais de microclínio e plagioclásio. Em nível microscópico, o microclínio (~45 %) apresenta-se subédrico a euédrico, com dimensões de ~5 – 9 mm, intensamente fraturado e por vezes preenchido por quartzo recristalizado (subgrãos) (Figura 17A). São cristais prismáticos, com maclamento albita-periclina bem definido e pouco saussuritizados. Os contatos destes cristais se dão de forma irregular, principalmente com o quartzo, biotita e minerais opacos. São destacadas também feições de exsolução (pertitas) e inclusões de plagioclásio e biotita em seus domínios. Por sua vez, o plagioclásio (~15%) ocorre em dimensões de ~5 a 6 mm, são subédricos e destaca uma intensa reação de alteração

para sericita e argilominerais. Adicionalmente, eles exibem maclamento albita-carlsbad, e inclusões de biotita e quartzo (Figura 17A).

O quartzo (~25%) predomina na matriz granular hipidiomórfica fina e apresenta-se em formas anédricas e granulares em dimensões finas (~0,2 a 1 mm), ocorrendo principalmente em fitas (Figura 17B). Exibem extinção ondulante e a formação de subgrãos por recristalização (Figura 17C), principalmente ao redor do porfiroclastos da rocha. Pontualmente, ocorrem formas subédricas de dimensões em torno de 1 - 2 mm. A biotita (~7%; Figura 17C e 17D) ocorre em lamelas de dimensões finas (~0,5 - 1 mm), são subédricas e apresentam-se deformadas e em uma orientação preferencial, concentrando-se na borda dos porfiroclastos e das fitas de quartzo. Minerais opacos (~2%) e zircão (~1%) ocorrem de maneira esporádica (~1%) na rochas, em formas subédricas a euédricas e quase sempre estão associadas a biotita.

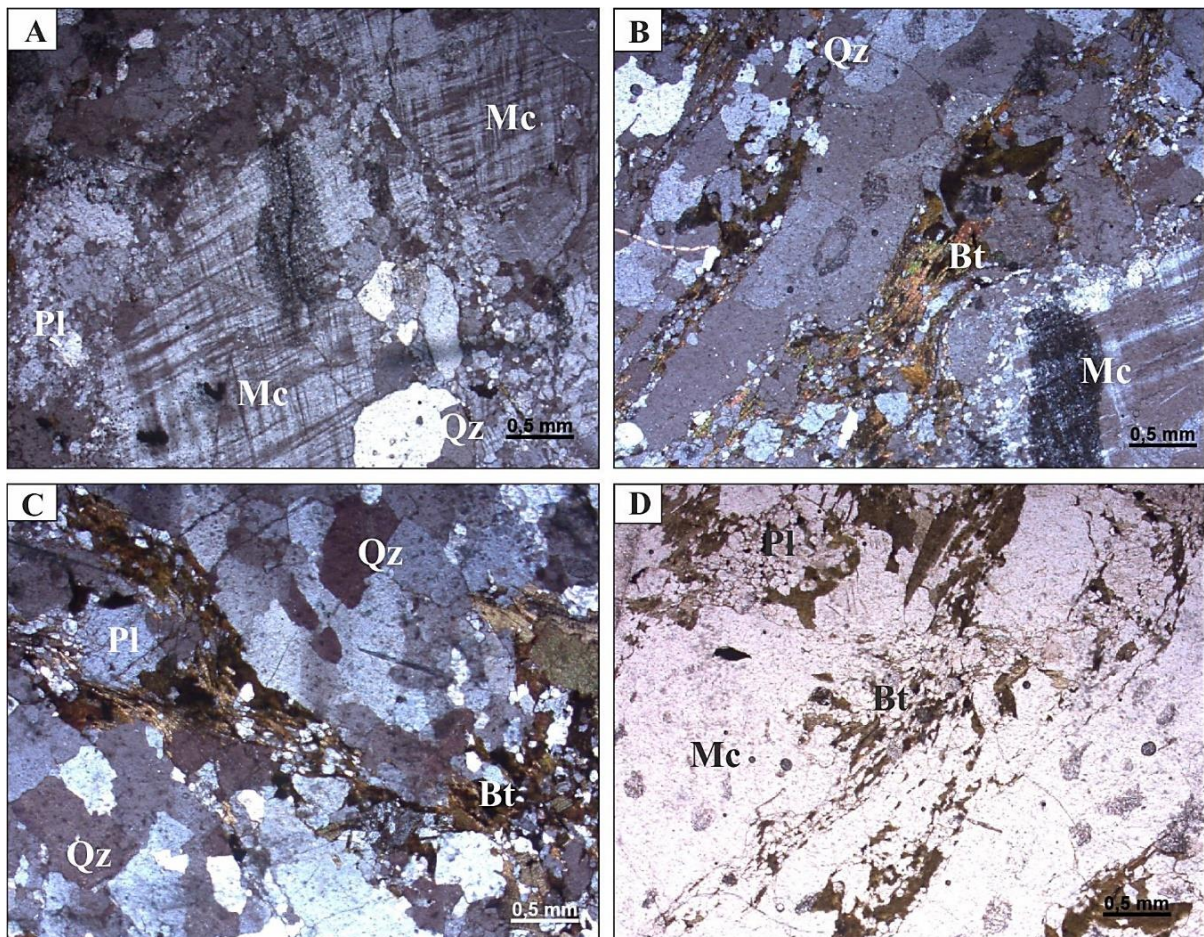


Figura 17- Aspectos fotomicrográficos do biotita sienogranito RPJ19-12. (A) A nicóis cruzados, os porfiroclastos de microclínio (Mc) exibem-se fraturados e preenchidos por subgrãos de quartzo (Qz); (B) Ocorrência de quartzo (Qz) em fitas (*ribbon quartz*) e biotita (Bt) deformada ao redor dos porfiroclastos de microclínio (Mc), a nicóis cruzados; (C) Feições de deformação no quartzo, tais como extinção ondulante e formação de subgrão. A biotita (Bt) aparece contornando o cristal de plagioclásio (Pl), comumente alterado para sericita, a nicóis cruzados; (D) Lamelas de biotitas orientadas em uma direção preferencial na rocha, a nicóis paralelo.

#### **7.1.4 Biotita sienogranito RPJ19-13**

Ocorre em um lajedo de dimensões métricas, situado na margem esquerda do rio Araguari (Figura 9A) e próximo a confluência com Igarapé Manoel Jacinto (Figura 1). É caracterizada pela cor cinza com tonalidades rosadas e esbranquiçadas, sendo esta última devido à forte ação intempérica atuante na rocha, holocristalina, porfirítica de granulação grossa, leucocrática e anisotrópica. Os constituintes essenciais da rocha são definidos por microclínio, quartzo, plagioclásio e biotita, sendo classificada como biotita sienogranito (Figura 18A). Os minerais acessórios são destacados pela granada, minerais opacos e zircão, enquanto a sericita e argilominerais representam os minerais secundários. Os porfiroclastos de feldspato alcalino, que atingem dimensões de até 8 centímetros (Figura 18B), destacam uma trama de orientação de fluxo magmático NW-SE (340° Az) na rocha. Ademais, localmente foram observados a existência de porfiroclastos de microclínio rotacionados, bem como uma trama estirada de quartzo nos interstícios dos porfiroclastos, indicando a ocorrência de foliações miloníticas (Figura 18C).

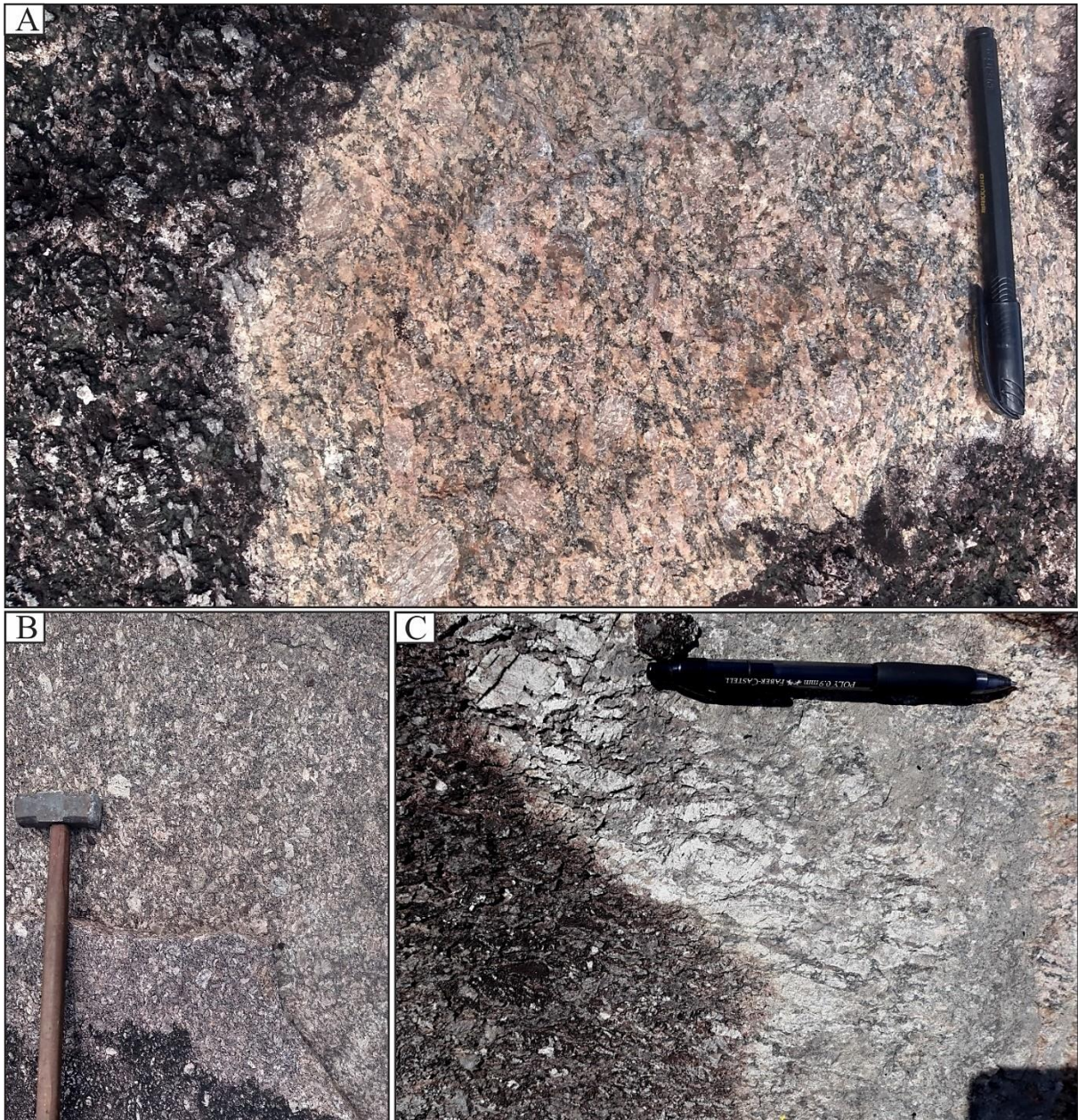


Figura 18- Aspectos gerais do biotita sienogranito RPJ19-13. (A) Rocha porfirítica de granulação grossa e composição sienogranítica e biotita como principal constituinte máfico na rocha. (B) Porfiroclastos, de até oito centímetros, de feldspato alcalino destacam a textura porfirítica da rocha. (C) Trama milonítica imposta por cristais de quartzo e feldspatos estirados definindo orientação NW-SE à rocha.

Em nível microscópico, os porfiroclastos possuem dimensões entre ~5 a 12 mm e são constituídos, principalmente, por microclínio e plagioclásio. O microclínio (~ 42%) caracteriza-se com dimensões de ~6 a 12 mm em formas subédricas e fraturadas. Exibem macla albita-periclina (Figura 19A) e contatos difusos com os cristais de quartzo, principalmente aqueles recristalizados em suas bordas, resultando em texturas de intercrescimento granofírico. Adicionalmente, são registrados também populações de microclínio em dimensões finas (0,5 a 1 mm) e estão presentes na matriz da rocha. O

plagioclásio (~20%) ocorre como cristais de dimensões entre 5 e 8 mm, são subédricos a euédricos e apresentam frequente alteração para argilominerais. Por vezes, são observadas inclusões de biotita nestes cristais. Além disso, foram observados também cristais de plagioclásio subédricos a anédricos e granulação fina (0,2 – 1 mm) na matriz granular hipidiomórfica, decorrente da cominuição da rocha.

O quartzo (~25%) ocorre na matriz fina da rocha como cristais anédricos em dimensões de ~0,2 a 1 mm, exibem extinção ondulantes e perfazem fitas orientadas na rocha (*ribbon quartz*) (Figura 19B). Além disso, há outras feições de deformação como a formação de subgrãos ao redor dos porfiroclastos de feldspato (Figura 19C). A biotita (~7%) ocorre em lamelas de dimensões finas (0,5 a 1 mm), subédricas e também orientadas em uma direção preferencial (Figura 19C). Associada a biotita, foi observada a ocorrência de granada (~3 %), de granulação fina (< 0,5 mm), anédricas, moderadamente fraturadas e que se alinham a direção preferencial assumida à biotita (Figura 19D). Os minerais opacos (~2%) ocorrem também associados a biotita em formas geralmente anédricas a subédricas. O zircão (~1%) apresenta-se em cristais finos (~0,2 – 0,5 mm), subédricos e com zoneamento concêntrico bem definido.

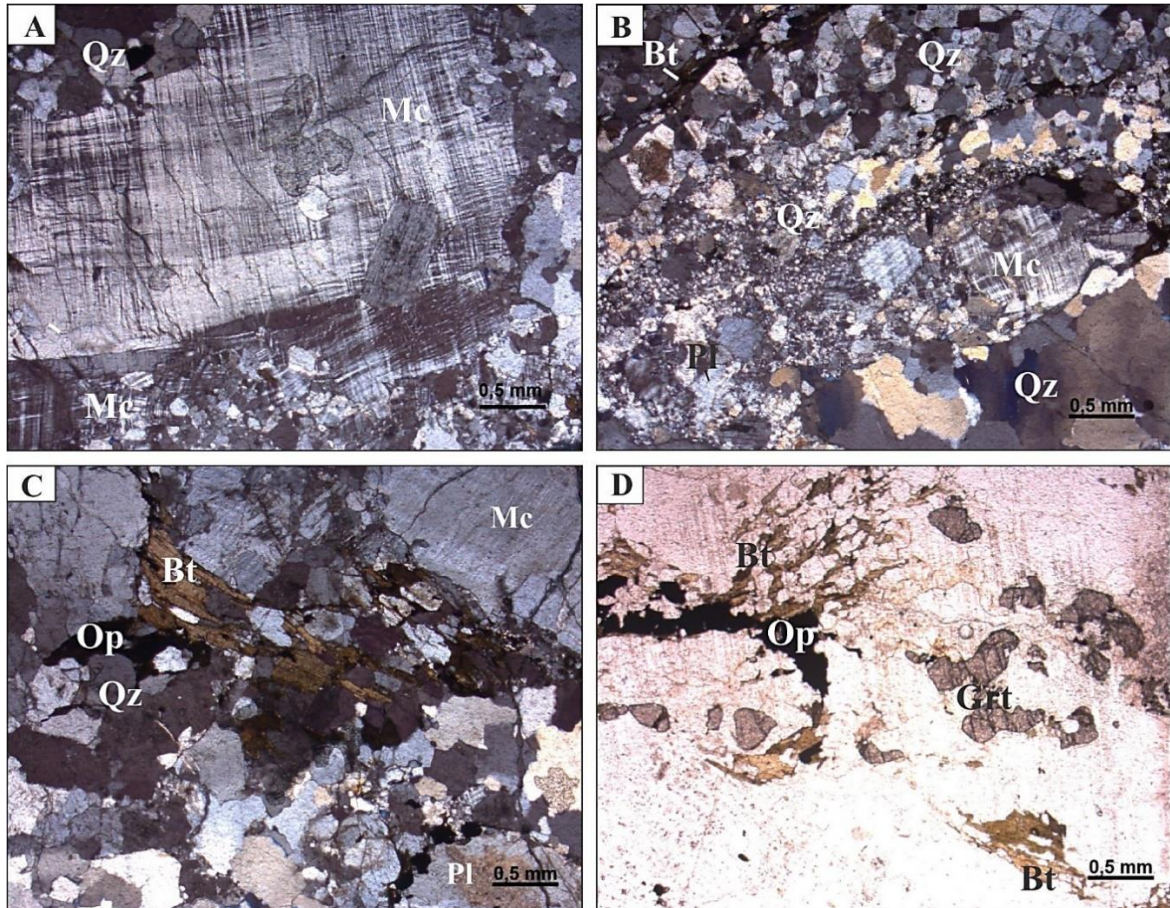


Figura 19- Aspectos fotomicrográficos do biotita sienogranito RPJ19-13. (A) O microclínio ocorre como fenocristais de até 12 mm, contornados por cristais finos de quartzo recrystalizado, a nicóis cruzados; (B) A matriz é constituída principalmente por quartzo, que ocorrem em faixas extensas e recrystalizado em subgrãos ao redor dos fenocristais de microclínio, a nicóis cruzados; (C) A biotita, associada com os minerais opacos e a granada, ocorre como lamelas finas e orientadas, a nicóis cruzados; (D) Lamelas de biotitas deformadas e orientadas ao redor de um cristal de plagioclásio e minerais opacos registrando uma orientação preferencial similar a biotita, a nicóis paralelo.

## 7.2 GEOQUÍMICA EM ROCHA TOTAL

Os dados geoquímicos aqui apresentados são resultantes da análise do biotita sienogranito JAP18-05) coletadas neste estudo e foram avaliados em conjunto com dados já existentes e publicados de outras cinco amostras do Granito Porto Grande (Coelho 2014, Barbosa & Chaves 2015) para fins de comparação com os dados obtidos neste trabalho. Os resultados analíticos obtidos para amostra JAP18-05 estão condensados na Tabela 7. Em uma caracterização geral, o biotita sienogranito JAP18-05 (Figura 20) possui um elevado teor de sílica (75,7%), bem como um alto conteúdo de álcalis  $K_2O + Na_2O$  (8,22%) e de alumina  $Al_2O_3$  (13,6%). Os conteúdos de  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  e  $CaO$  são relativamente baixos, mostrando valores em 1,97%, 0,28% e 1,11 %, respectivamente. Os conteúdos de  $MnO$  (0,01%),  $P_2O_5$  (0,05%),  $SrO$  (0,01%) e  $BaO$  (0,07%) registram valores iguais ou próximos ao limite de detecção das análises, sendo este igual 0,01% para elementos maiores.

Tabela 7- Dados geoquímicos das rochas do Granito Porto Grande, em comparação com os granitoides transamazônicos da Suíte Vila Bom Jesus

(continua)

Unidade	Granito Porto Grande						Suíte Vila Bom Jesus											
Litologia	Sienogranito					Monzo- granito	Granodiorito						Monzogranito					
Amostra	JAP18- 05	CE- R- 85B	CE- R- 81	CE- R- 82	CE-83	JB-23A	SJJ- 04	SJJ- 07	DCL- 11	DCL- 12	DCL- 21	DCL- 07	DCL- 09	DCL- 14	DCL- 15	DCL- 31	DCL- 47	DCL- 57
Ref.	Este trabalho	Coelho (2014)			Barbosa e Chaves (2015)		Silva (2013), Vianna <i>et al.</i> (2020)											
<b>Elementos maiores (% em peso de óxido)</b>																		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	75,7	74,39	74,73	72,66	72,01	73,99	72,2	65,5	69,67	71,42	68,73	73,04	70,16	69,92	71,05	70,50	70,37	70,30
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,25	0,21	0,21	0,18	0,23	0,20	0,19	0,75	0,28	0,19	0,37	0,22	0,26	0,40	0,36	0,24	0,33	0,20
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,6	12,78	13,01	13,99	13,87	11,96	14,45	16,05	15,59	14,90	15,69	13,44	15,15	14,66	14,07	15,34	15,25	15,37
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,97	0,21	0,19	0,21	2,73	2,43	1,91	5,61	3,35	2,46	3,23	2,63	3,08	3,54	3,70	2,70	3,35	2,75
<b>FeO*</b>	1,77	0,19	0,17	0,19	2,46	2,19	1,72	5,05	3,01	2,21	2,91	2,37	2,77	3,19	3,33	2,43	3,01	2,47
<b>MnO</b>	0,01	0,03	0,03	0,10	0,02	0,03	0,04	0,10	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05
<b>MgO</b>	0,28	0,22	0,25	0,22	0,24	0,20	0,55	1,71	0,74	0,54	0,65	0,70	0,71	0,65	0,58	0,72	0,60	0,68
<b>CaO</b>	1,11	0,94	0,92	0,94	0,97	0,91	2,09	4,12	2,83	2,50	2,59	2,09	2,47	2,22	2,21	2,50	2,83	2,53
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,47	3,00	3,18	3,26	3,42	3,24	3,48	4,01	4,18	3,93	3,77	3,16	3,81	3,26	3,15	4,05	4,32	4,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,75	5,03	4,86	5,55	5,28	4,87	4,01	1,99	2,56	3,12	3,74	3,66	3,36	4,36	3,73	2,99	2,15	3,09
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,05	0,09	0,07	0,06	0,06	<0,01	0,06	0,26	0,10	0,07	0,14	0,08	0,09	0,12	0,12	0,08	0,13	0,09
<b>P.F.</b>	0,38	-	-	-	0,19	0,12	0,87	0,43	0,40	0,60	0,70	0,70	0,60	0,50	0,70	0,60	0,40	0,70
<b>Total</b>	101,57	96,90	97,45	97,17	99,02	97,95	98,98	100,53	99,75	99,77	99,66	99,76	99,74	99,67	99,72	99,77	99,79	99,76
<b>Elementos-traço (ppm)</b>																		
<b>Ba</b>	658,0	510,0	509,0	687,0	588,0	505,0	1275,0	994,0	1005,0	1127,0	1737,0	1163,0	1196,0	1710,0	1331,0	1030,0	702,0	1086,0
<b>Rb</b>	236,0	213,4	273,2	300,2	246,0	259,0	133,0	96,9	95,8	94,5	91,1	110,6	111,7	125,1	113,6	89,7	88,0	103,3
<b>Sr</b>	123,0	80,5	102,8	114,9	123,0	105,0	372,0	526,0	447,8	441,1	474,5	397,5	447,8	335,4	299,3	455,8	448,4	450,9
<b>Nb</b>	22,4	20,5	22,2	17,6	20,2	23,0	8,90	18,0	8,4	5,7	7,1	6,9	7,6	8,7	7,1	6,5	11,9	6,9
<b>Zr</b>	230,0	169,8	225,6	231,9	189,0	176,0	95,0	211,0	153,1	101,6	214,0	127,9	123,7	354,7	330,5	119,4	234,2	114,3
<b>Y</b>	31,1	32,7	35,8	74,1	35,3	36,2	22,4	34,5	26,0	6,5	11,5	9,7	9,5	13,7	11,5	10,3	15,6	13,9
<b>V</b>	10,0	9,0	9,0	11,0	-	-	26,0	92,0	36,0	25,0	31,0	29,0	32,0	36,0	36,0	30,0	30,0	29,0
<b>Ga</b>	23,9	16,9	20,2	20,7	21,6	20,0	21,7	26,1	18,8	17,3	19,2	16,0	17,6	17,4	17,3	18,0	20,0	18,0
<b>Hf</b>	6,9	-	-	-	6,7	5,8	2,7	5,8	4,3	3,4	6,0	3,8	3,8	9,7	9,4	3,4	7,4	3,6
<b>Ta</b>	1,5	-	-	-	0,3	1,0	2,4	3,6	0,7	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,2	0,4	1,6	0,6
<b>Th</b>	81,9	59,1	72,6	79,4	79,3	59,7	12,7	12,4	13,9	6,5	11,8	12,2	10,9	18,8	25,4	10,9	11,1	12,7
<b>U</b>	27,6	24,4	19,3	18,1	27,4	12,4	6,2	2,6	3,0	7,4	1,8	4,0	5,4	1,8	1,4	1,7	2,5	2,5

(conclusão)

Unidade	Granito Porto Grande						Suíte Vila Bom Jesus												
Litologia	Sienogranito					Monzo- granito	Granodiorito						Monzogranito						
Amostra	JAP18- 05	CE- R-85B	CE- R-81	CE- R-82	CE-83	JB-23A	SJJ- 04	SJJ- 07	DCL- 11	DCL- 12	DCL- 21	DCL- 07	DCL- 09	DCL- 14	DCL- 15	DCL- 31	DCL- 47	DCL- 57	
Ref.	Este trabalho	Coelho (2014)			Barbosa e Chaves (2015)		Silva (2013), Vianna <i>et al.</i> (2020)												
Elementos terras raras (ppm)																			
<b>La</b>	97,30	68,70	90,00	105,3	96,80	63,50	28,10	52,20	47,90	20,30	44,30	24,50	31,00	70,70	79,20	32,50	41,00	45,80	
<b>Ce</b>	179,50	129,6	165,6	187,4	174,30	113,60	47,10	92,40	66,50	36,30	83,90	45,10	53,90	129,10	130,70	50,20	67,90	61,50	
<b>Pr</b>	18,95	13,44	16,71	18,75	18,85	12,86	5,48	10,55	9,22	4,12	8,72	5,20	6,14	14,14	15,24	6,40	8,00	8,87	
<b>Nd</b>	56,70	46,20	53,40	61,70	62,20	41,40	19,40	18,00	32,40	14,00	29,40	17,30	21,10	46,10	51,40	20,90	26,40	29,20	
<b>Sm</b>	9,98	8,53	9,32	10,58	10,50	7,70	3,72	7,25	5,40	2,51	4,42	2,88	3,30	7,07	7,73	3,36	3,97	4,63	
<b>Eu</b>	0,74	0,66	0,73	0,92	0,59	0,53	0,74	1,76	1,07	0,73	1,16	0,74	0,85	1,37	1,38	0,81	0,99	0,90	
<b>Gd</b>	8,58	8,22	8,30	9,35	8,03	6,20	3,16	6,05	4,78	1,88	3,29	2,26	2,66	5,06	5,42	2,58	3,32	3,66	
<b>Tb</b>	1,23	1,26	1,21	1,50	1,30	0,99	0,55	0,95	0,68	0,26	0,43	0,31	0,33	0,66	0,60	0,35	0,45	0,51	
<b>Dy</b>	6,76	7,08	6,69	9,96	7,58	6,55	3,13	5,23	3,67	1,23	2,15	1,58	1,91	3,06	2,46	1,74	2,25	2,48	
<b>Ho</b>	1,09	1,18	1,18	2,59	1,34	1,23	0,69	1,04	0,65	0,22	0,39	0,32	0,33	0,48	0,39	0,31	0,46	0,43	
<b>Er</b>	2,52	2,88	3,36	10,65	3,49	3,63	2,23	3,49	1,92	0,58	0,98	0,83	0,83	1,14	0,91	0,91	1,39	1,25	
<b>Tm</b>	0,29	0,34	0,41	2,15	0,50	0,50	0,34	0,60	0,32	0,07	0,17	0,14	0,13	0,17	0,13	0,17	0,22	0,20	
<b>Yb</b>	1,95	2,07	2,61	15,70	2,50	2,90	2,56	4,36	1,67	0,48	1,02	0,89	0,79	0,94	0,73	0,88	1,41	1,08	
<b>Lu</b>	0,28	0,30	0,36	2,71	0,36	0,39	0,38	0,73	0,26	0,07	0,15	0,14	0,11	0,16	0,12	0,16	0,24	0,17	
<b>ΣREE</b>	385,9	290,5	359,9	439,3	388,3	262,0	117,6	204,6	176,5	82,6	180,5	102,2	123,4	280,2	296,4	121,3	158,0	160,7	
<b>A/CNK</b>	1,06	1,06	1,07	1,07	1,06	0,98	1,04	0,99	1,05	1,04	1,05	1,04	1,05	1,04	1,06	1,06	1,05	1,06	
<b>#Mg</b>	21,99	67,35	72,38	67,35	14,81	13,99	36,29	37,63	30,46	30,33	28,47	34,48	31,35	26,63	23,68	34,55	26,21	32,91	
<b>Rb/Sr</b>	1,92	2,65	2,66	2,61	2,00	2,47	0,36	0,18	0,21	0,21	0,19	0,28	0,25	0,37	0,38	0,20	0,20	0,23	
<b>Sr/Ba</b>	0,19	0,16	0,20	0,17	0,21	0,21	0,29	0,53	0,45	0,39	0,27	0,34	0,37	0,20	0,22	0,44	0,64	0,42	
<b>Fe-index</b>	0,86	0,46	0,40	0,46	0,91	0,92	0,76	0,75	0,80	0,80	0,82	0,77	0,80	0,83	0,85	0,77	0,83	0,78	
<b>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</b>	1,37	1,68	1,53	1,70	1,54	1,50	1,15	0,50	0,61	0,79	0,99	1,16	0,88	1,34	1,18	0,74	0,50	0,77	
<b>(La/Yb)<sub>n</sub></b>	33,64	22,36	23,24	4,52	26,10	14,76	7,40	8,07	19,34	28,51	29,28	18,56	26,46	50,71	73,15	24,90	19,60	28,59	
<b>(La/Sm)<sub>n</sub></b>	6,13	5,07	6,07	6,26	5,80	5,19	4,75	4,53	5,58	5,09	6,30	5,35	5,91	6,29	6,44	6,08	6,50	6,22	
<b>(Gd/Yb)<sub>n</sub></b>	3,55	3,20	2,56	0,48	2,59	1,73	1,00	1,12	2,31	3,16	2,60	2,05	2,72	4,34	5,99	2,37	1,90	2,73	
<b>(Eu/Eu*)<sub>n</sub></b>	0,24	0,24	0,25	0,27	0,19	0,23	0,64	0,79	0,63	0,98	0,89	0,86	0,85	0,67	0,62	0,81	0,81	0,65	

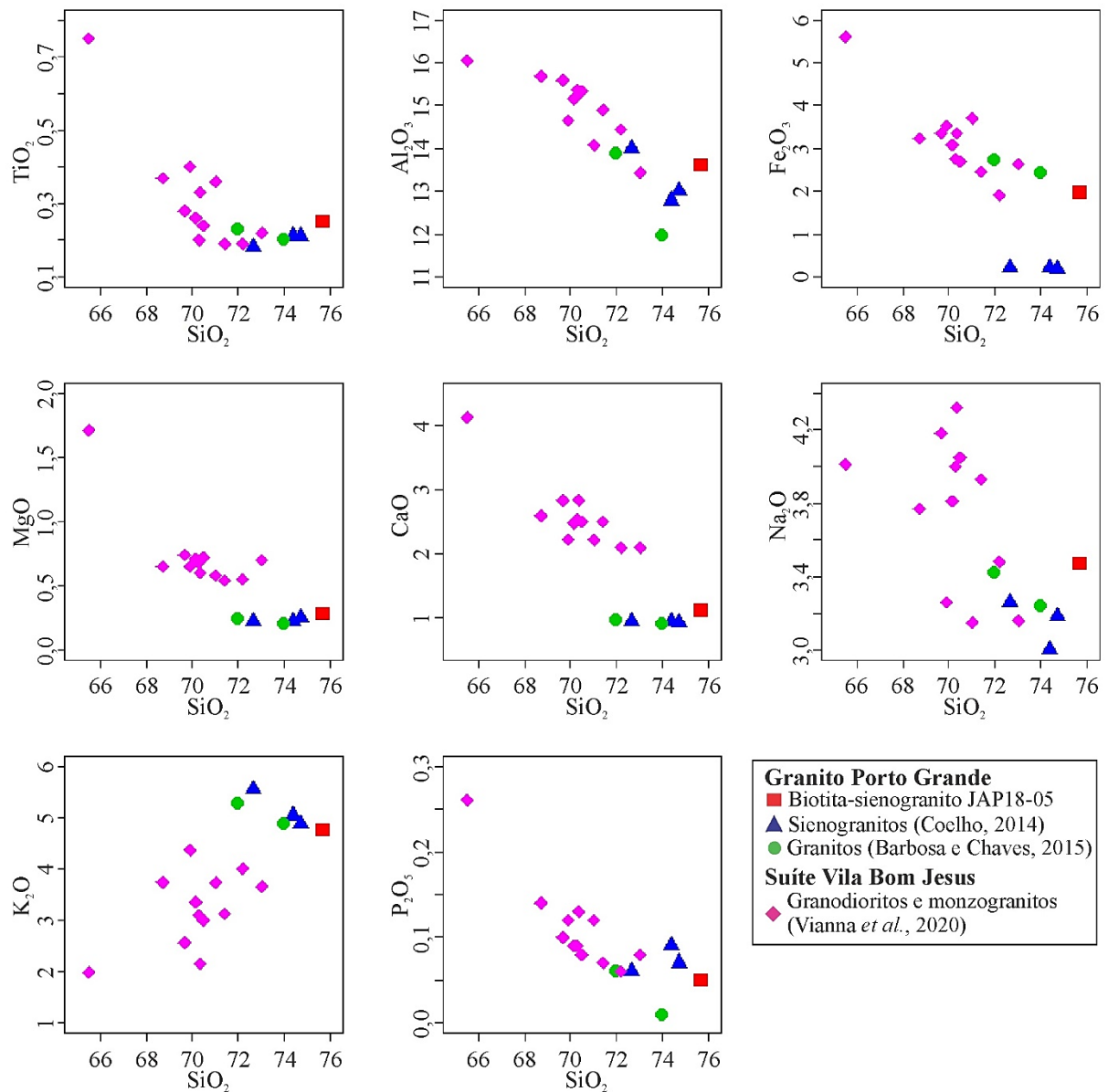


Figura 20- Diagrama Harker ( $\text{SiO}_2$  vs. óxidos) para elementos maiores das rochas estudadas do Granito Porto Grande, em comparação com outros granitoides da Suíte Vila Bom Jesus.

Os diagramas geoquímicos de classificação de rochas fornecem resultados em campos bem definidos, que indicam que as rochas do Granito Porto Grande incidem na base do campo dos granitos no diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980; Figura 21A) e no diagrama normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965; Figura 21B). No diagrama P-Q (Debon & LeFort 1983), o biotita sienogranito (JAP18-05) incide no campo do monzogranito, bem próximo ao limite com os granitos (com afinidade de álcalis), onde situam-se os conjuntos de amostras de Coelho e de Barbosa & Chaves (2015) (Figura 21C).

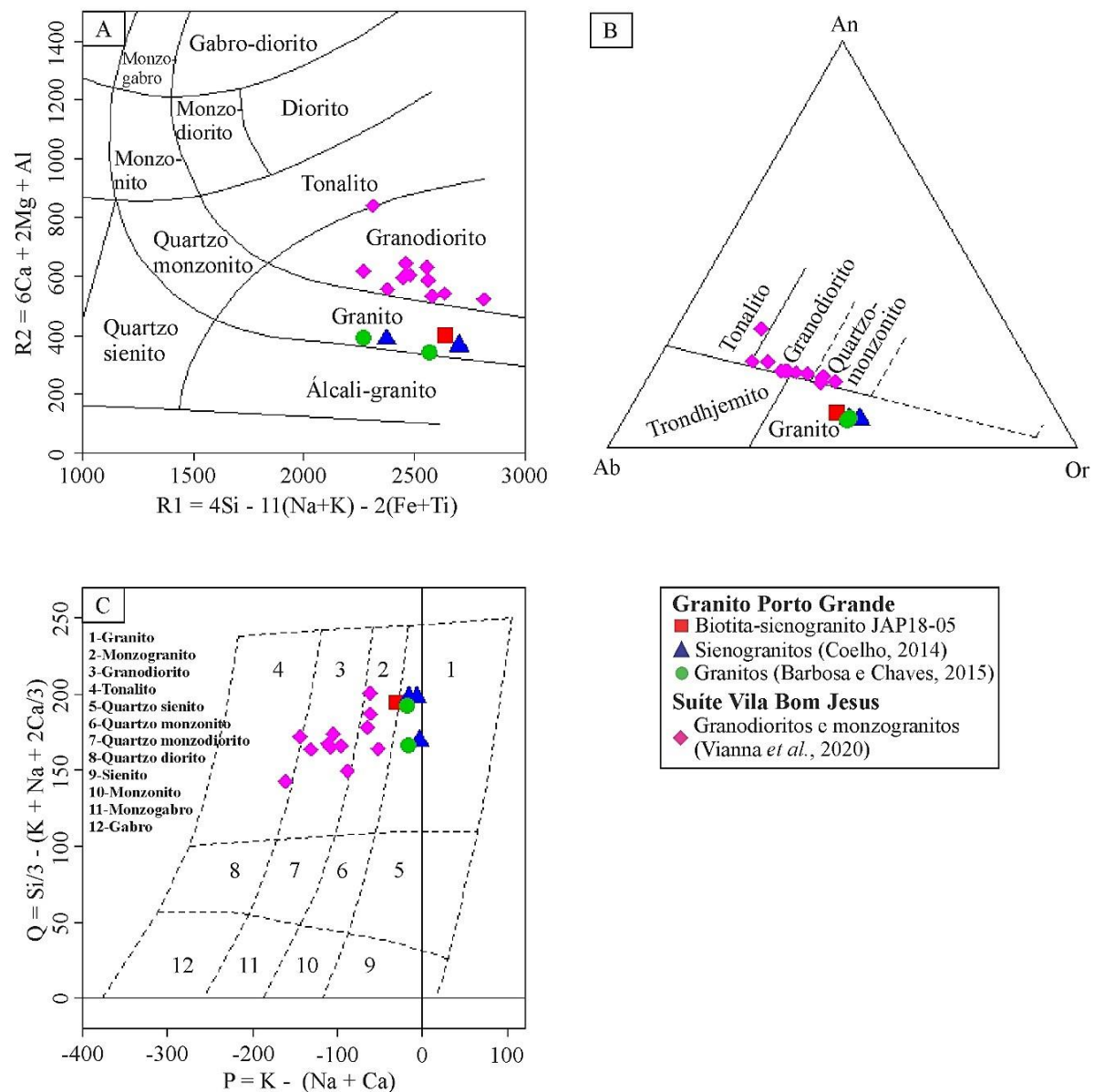


Figura 21- Diagramas de classificação geoquímica do biotita sienogranito (JAP18-05) em comparação com outros dados do Granito Porto Grande e granodioritos a monzogranitos da Suíte Vila Bom Jesus (A) Diagrama multivariante R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980); (B) Diagrama normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965); (C) Diagrama P [K - (Na + Ca)] vs. Q [(Si/3) - (K + Na + 2Ca/3)] (Debon & LeFort 1983).

Os diagramas de classificação geoquímica de séries magmáticas apresentam dados bem definidos. O diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Taylor & Peccerillo 1976, Figura 22A) indica que o Granito Porto Grande pertence a série cálcio-alcálica de alto K, com exceção de dois granitos que possuem afinidade shoshonítica. Os diagramas de Frost *et al.* (2001; Figura 22B e 22C) mostram que a unidade em estudo tem afinidade cálcio-alcálica a álcali-cálcica (Figura 22B). No diagrama  $FeOt/FeOt+MgO$  (Figura 22C), o biotita sienogranito JAP18-05, assim como os sienogranitos de Barbosa & Chaves (2015), possuem assinatura geoquímica ferrosa, enquanto os sienogranitos de Coelho (2014) têm assinatura geoquímica magnésiana. Adicionalmente, o

índice de saturação em alumina (Shand 1943; Figura 22D) em todas as amostras plotam no campo peraluminoso, com exceção de uma amostra do conjunto obtido por Barbosa & Chaves (2015), que ocorre no campo metaluminoso.

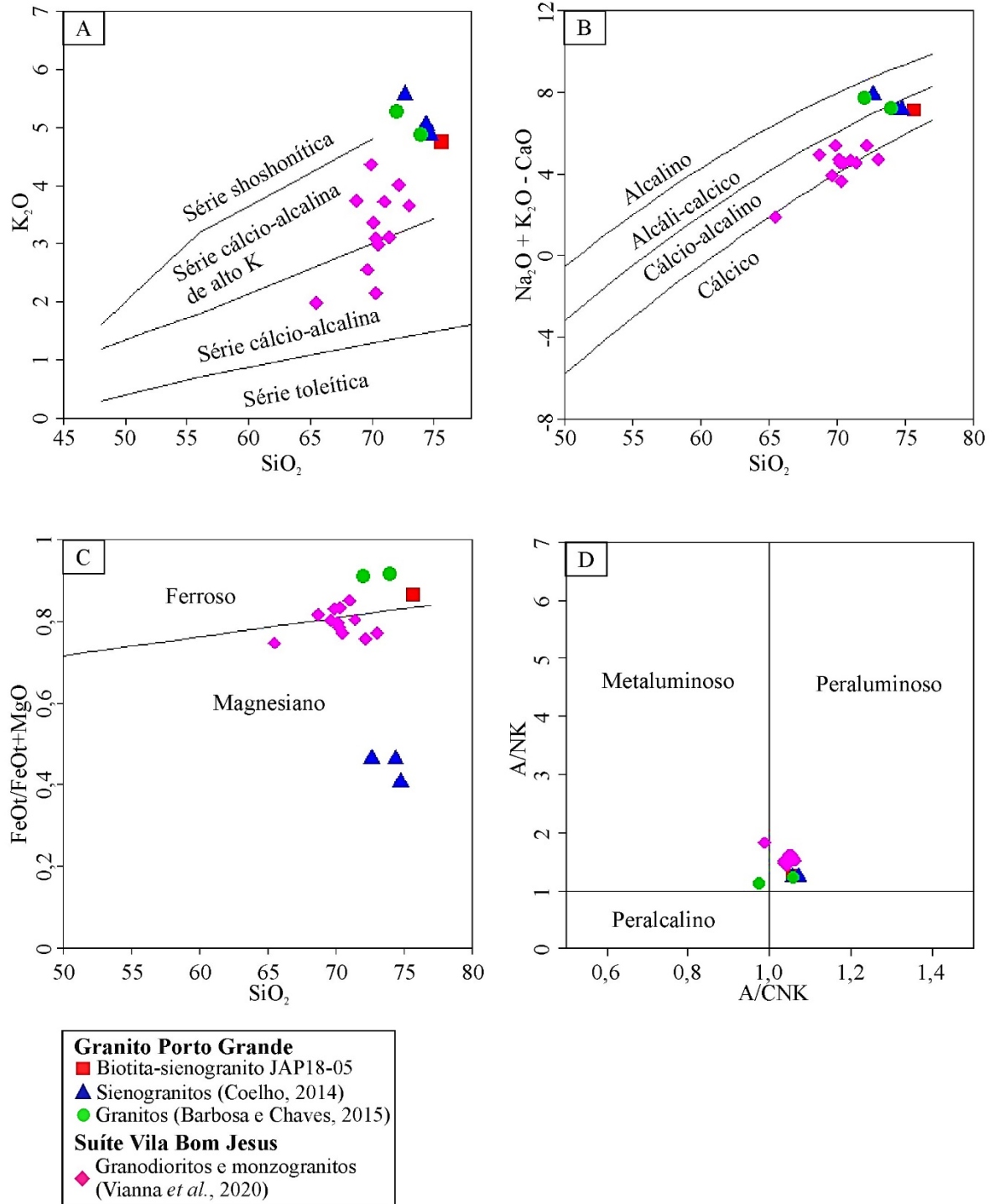


Figura 22- Diagrama de classificação geoquímica de séries magmáticas e afinidades do biotita sienogranito (JAP18-05) em comparação com outros dados do Granito Porto Grande e granodioritos a monzogranitos da Suíte Vila Bom Jesus. (A) Diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Peccerillo & Taylor 1976); (B) Diagrama  $Na_2O + K_2O - CaO$  vs.  $SiO_2$  (Frost *et al.* 2001); (C) Diagrama  $FeOt/FeOt+MgO$  vs.  $SiO_2$  (Frost *et al.* 2001); (D) Índice de saturação em alumina [(A/NK)/(A/CNK)] (Shand 1943).

Os elementos-traço das amostras do Granito Porto Grande são apresentados no diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (Sun & McDonough 1989) na Figura 23A. Observa-se que as rochas são enriquecidas em elementos com alto campo de força (*HFSE* - *High Field Strength Element*), em detrimento dos elementos litófilos de íons grandes (*LILE* - *Large-ion lithophile element*). As concentrações dos principais *HFSE*, após a normalização, variam de 702 a 964 ppm para o Th, 587 a 1314 ppm para o U, 64 a 106 ppm para o Ce e 16 a 21 ppm para o Zr. Por sua vez, os elementos Rb, K e Ba, pertencentes ao grupo dos *LILE* variaram de 336 a 472 ppm, 158 a 184 ppm e 72 a 98 ppm, respectivamente. Assim, verifica-se que as rochas do Granito Porto Grande, de modo geral, exibem anomalias positivas de Rb, Th, U, K, Nd e Sm, e depleção de Ba, Nb, Sr, P e Ti. Além disso, essas rochas exibem baixa razão Sr/Y, equivalente a 3,95 ppm no biotita sienogranito JAP18-05 enquanto nas demais o valor varia de 1,55 a 3,48 ppm. A razão Rb/Sr é de 1,92 no biotita sienogranito JAP18-05, enquanto nas outras amostras do Granito Porto Grande, usadas para comparação, este valor é ligeiramente superior e varia de 2,00 a 2,66 ppm. Destaca-se ainda um comportamento anômalo de ascensão de Y ao Lu em um sienogranito de Coelho (2014), que não foi observado nas demais rochas do Granito Porto Grande.

Em relação aos elementos terras-raras, as rochas foram normalizadas por Boynton (1984) (Figura 23B). Nesse sentido, o Granito Porto Grande apresenta uma assinatura de enriquecimento de elementos terras raras leves ( $ETR_L$ ) em detrimento dos elementos terras raras pesados ( $ETR_P$ ), com exceção de uma amostra do conjunto de Coelho (2014), onde há uma ascensão acentuada na assinatura de  $ETR_P$ . A amostra apresentada neste estudo (JAP18-05) destaca um forte fracionamento dos elementos terras-raras observado pela razão  $(La/Yb)_N$  de 33,72, sendo este valor superior aos valores obtidos nas amostras utilizadas para comparação, que variam de 4,52 a 26,10. Partindo-se para a análise apenas em  $ETR_L$ , o biotita sienogranito JAP18-05 mostra-se levemente fracionado através da razão  $(La/Sm)_N$  de 6,14, no qual está dentro do intervalo observado nas amostras de comparação, que variam de 5,07 a 6,26. O padrão observado de  $ETR_P$  no biotita sienogranito (JAP18-05) também é de fracionamento, no entanto em menor proporção, de modo que a razão  $(Gd/Yb)_N$  é de 3,57, enquanto nas amostras utilizados para comparação essa razão varia de 0,48 a 3,20. Além disso, as amostras do Granito Porto Grande exibem uma forte anomalia negativa de európio  $(Eu/Eu^*)_N$ , com valores de 0,19 a 0,24.

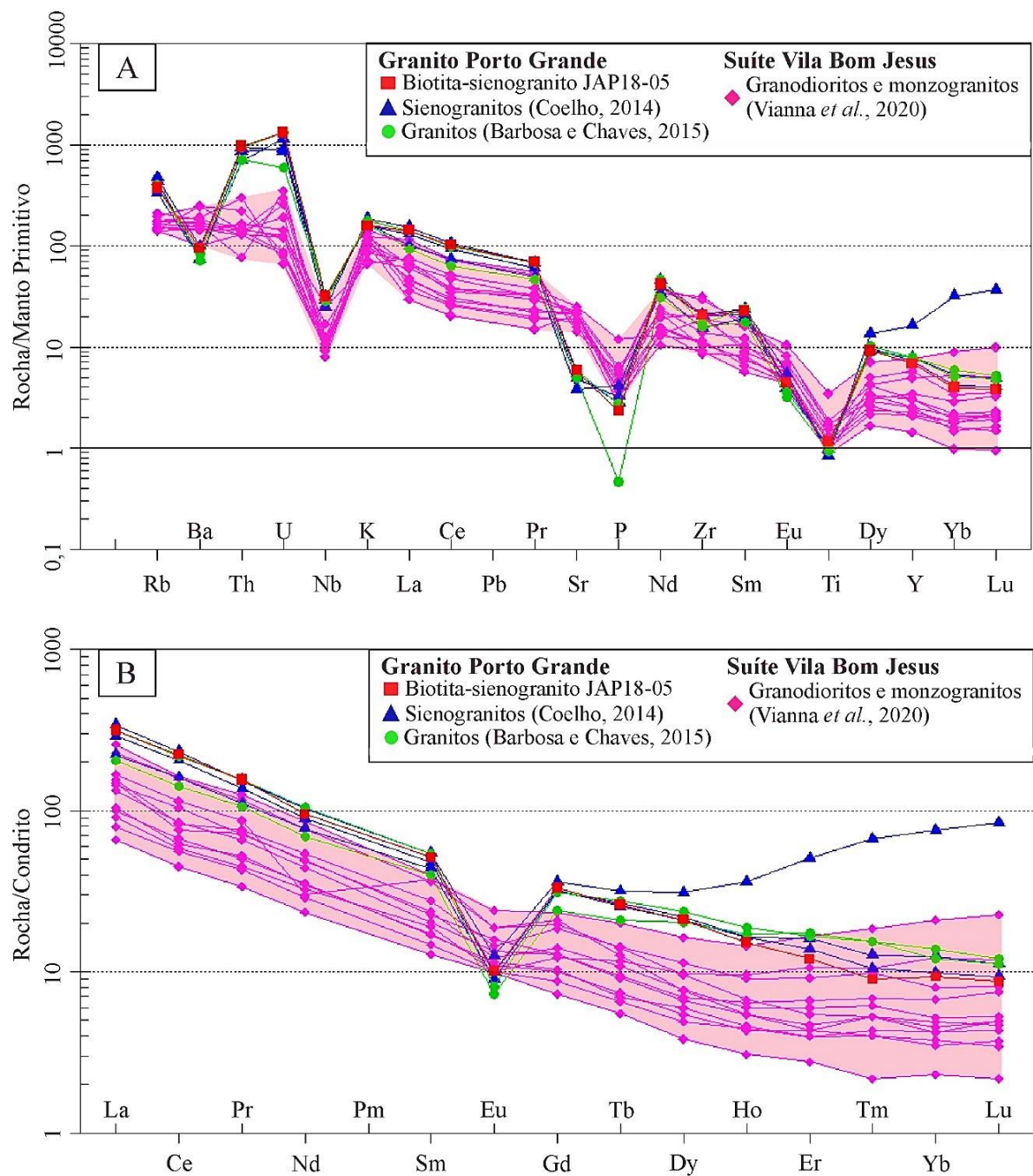


Figura 23- Diagramas multielementares das rochas do Granito Porto Grande em comparação com as rochas da Suíte Vila Bom Jesus. (A) Diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (Sun & McDonough 1989) das rochas em estudo. (B) Diagrama de elementos terras-raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984).

Os diagramas geoquímicos de classificação tectônica permitem tecer importantes considerações sobre o ambiente tectônico dos granitos da unidade em estudo. Assim, verificou-se que as rochas do Granito Porto Grande se posicionam no campo de rochas sin-colisionais no diagrama multicatiônico R1-R2 (Batchelor & Bowden 1985; Figura 24A). Entretanto, elas incidem no campo de rochas pós-colisionais quando avaliadas no diagrama

Rb vs. (Y+Nb) de Pearce et al. (1984) (Figura 24B). Quanto a tipologia de granitos (Whalen et al. 1987; Figura 24C), foi observado que as rochas do Granito Porto Grande, com uma exceção do conjunto de Coelho (2014), apresentam-se no campo de granitos tipo A, isto é, com afinidade anorogênica. No diagrama Zr vs.  $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$  de Thiéblemont & Tegyev (1994) os granitos estudados apresentam valores da razão  $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$  entre 1,19 a 2,06 e, assim, incidem no campo de rochas formadas em ambiente pós-colisional e com afinidade geoquímica alcalina, cálcio-alcalina e/ou de tipo-A (Figura 24D).

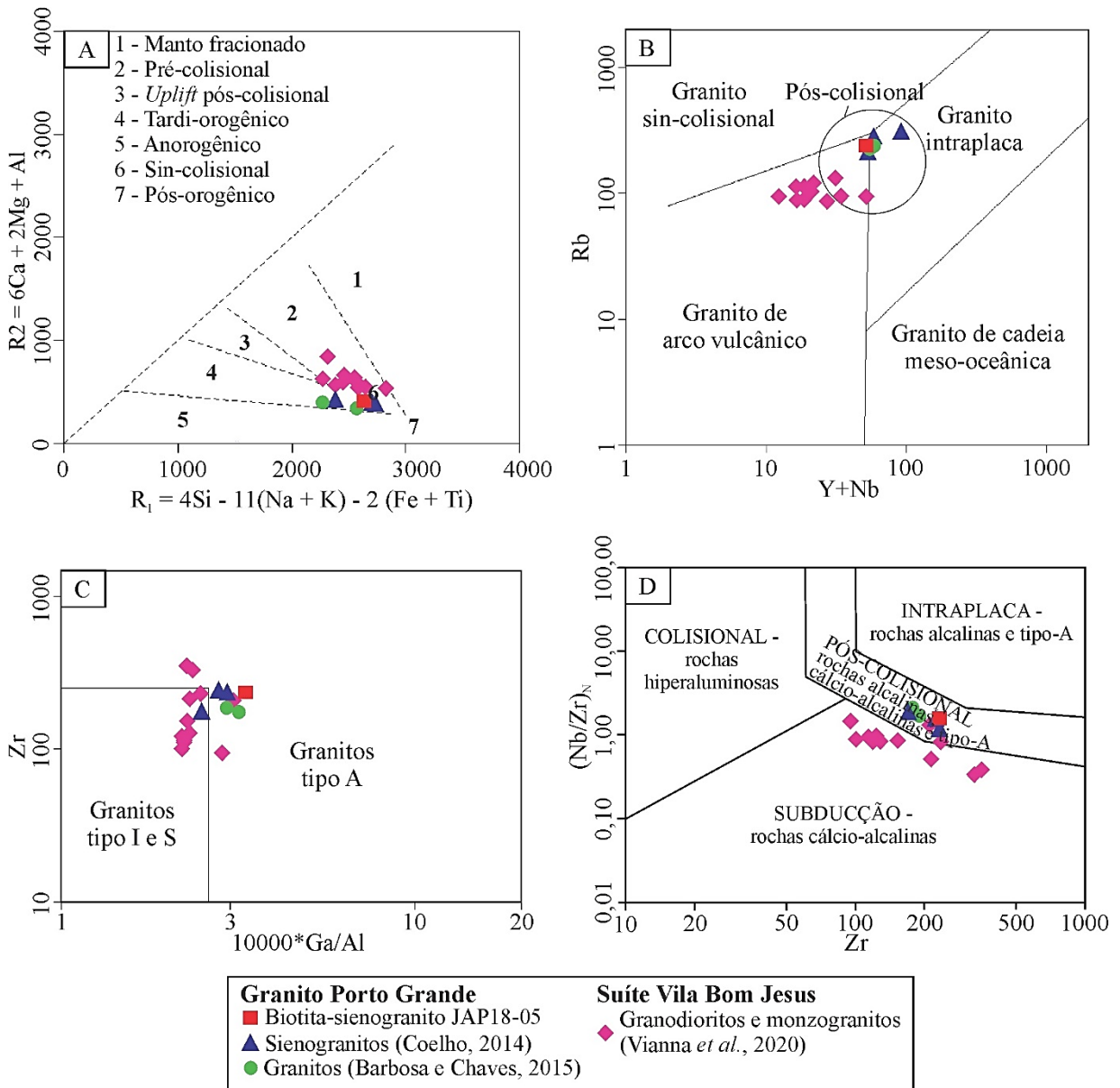


Figura 24- Diagramas de classificação tectônica das rochas do Granito Porto Grande, em comparação com os granodioritos e monzogranitos da Suíte Vila Bom Jesus. (A) Diagrama multicatiônico R1-R2 para ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden 1985); (B) Diagrama geoquímico discriminante de ambiente tectônicos de granitos [Rb vs. (Y+Nb)] (Pearce et al. 1984); (C) Diagrama de tipologia de granitos (Whalen et al. 1987); (D) Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos [(Nb/Zr)<sub>N</sub> vs. Zr] (Thiéblemont & Tegyev 1994).

### 7.3 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS

As análises isotópicas U-Pb *in situ* em zircão por LA-ICP-MS foram realizadas em duas amostras do Granito Porto Grande (sienogranitos JAP18-05 e RPJ19-11). Para cada amostra foram confeccionadas duas pastilhas (*mounts*) com frações granulométricas distintas (250-175  $\mu\text{m}$  e 175-125  $\mu\text{m}$ ). Os *mounts* da fração menor contêm 100 cristais selecionados em cada amostra, enquanto os da fração maior contêm 41 cristais, para a JAP18-05, e 50 cristais, para a RPJ19-11. Cabe ressaltar que a fração menor da amostra RPJ19-11 não chegou a ser analisada devido a problemas operacionais nos equipamentos (MEV e ICP-MS).

Os cristais de zircão para as análises isotópicas U-Pb pontuais foram selecionados com base nas imagens de ERE do biotita sienogranito JAP18-05 e de CL do biotita sienogranito RPJ19-11, estabelecendo dois critérios para a seleção: estrutura internas do cristais e grau de metamitização, evitando-se, ao máximo, fraturas, inclusões minerais e feições metamíticas nos cristais. Fatores analíticos inerentes às análises foram considerados para o cálculo das idades U-Pb individuais e em conjunto no diagrama Concórdia, sendo descartadas do cálculo aquelas análises que apresentaram alta contribuição de Pb comum ( $f_{206} > 0,01$ ), erro analítico (incerteza) sobre a razão  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} > 4\%$  e elevado grau de discordância entre as idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ( $\geq 25\%$ ). Dados analíticos que forneceram grau de discordância em até 1% foram utilizados no cálculo de idades concordantes (e média ponderada), enquanto os dados analíticos com discordância entre 1-25% foram utilizados apenas para o cálculo de idades de intercepto superior. Os resultados e parâmetros utilizados nos cálculos constam na Tabela 8.

#### 7.3.1 Biotita sienogranito JAP18-05

Os cristais de zircão do biotita sienogranito JAP18-05 são caracterizados por sua cor castanho claro, com tonalidades esbranquiçadas. São moderadamente translúcidos e brilhosos, com hábito prismático alongado e terminação bipiramidal. As faces cristalinas, em geral, são bem definidas (euédricas a subédricas), com arestas angulosas e pouco abrasionados. Em alguns cristais (01: B5, F2, I10 e J8; 02: A4 e B7) foram notadas feições internas como zoneamento magmático oscilatório, que destacam um núcleo bem definido, por vezes de tonalidade mais escura nas imagens de ERE. Ademais, foram observadas pequenas inclusões minerais, microfraturas e indícios de metamitização nos cristais (Figura 25).

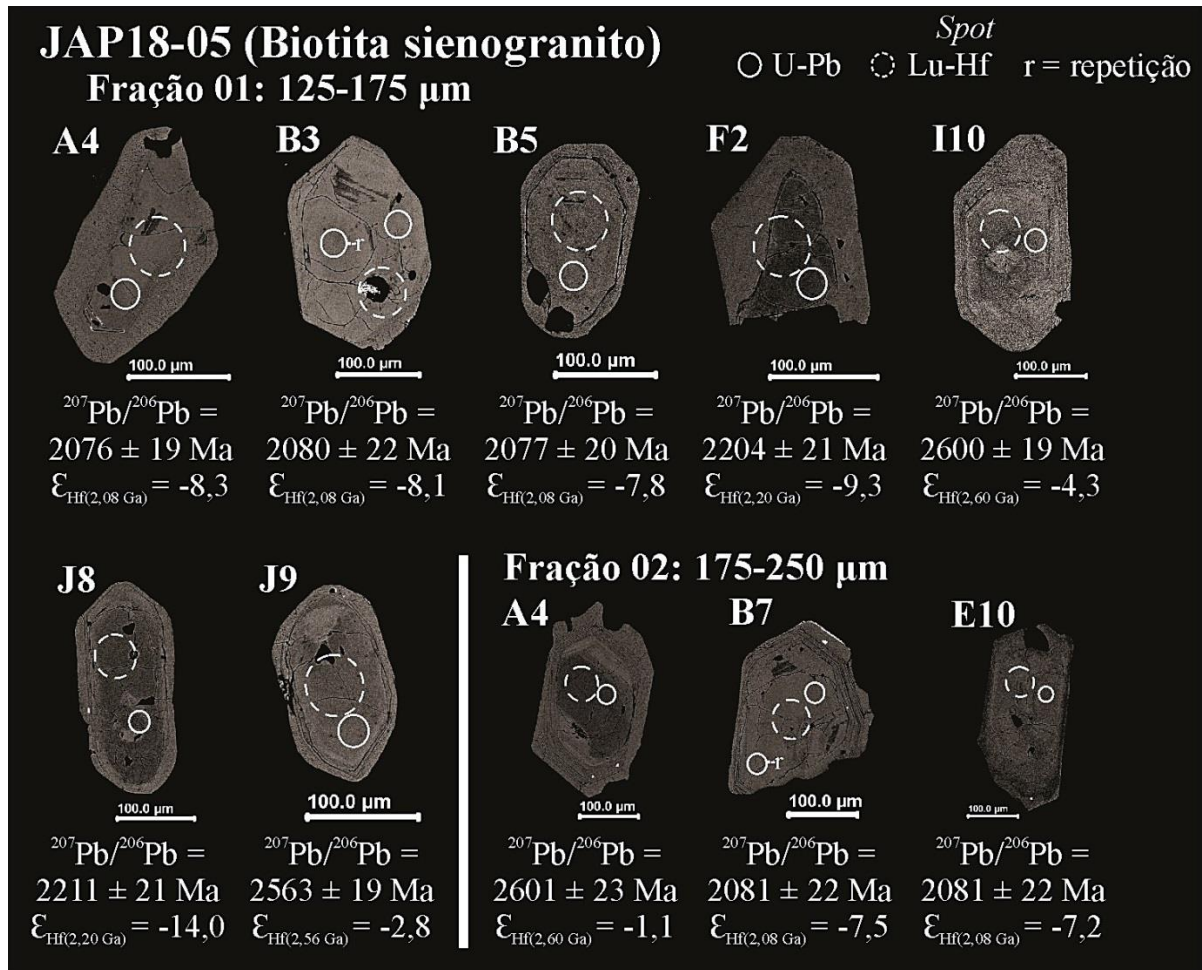


Figura 25- Imagens de elétrons retroespalhados (ERE) dos cristais de zircão representativos do biotita sienogranito JAP18-05, destinado à realização das análises U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS. Os círculos tracejados ( $50\mu\text{m}$ ) apontam a localização dos furos para a realização das análises de Hf, enquanto os círculos contínuos ( $10\text{-}25\mu\text{m}$ ) indicam o local dos furos efetuados para determinar as idades U-Pb.

Foram realizadas 57 análises isotópicas nos cristais de zircão, dos quais 30 delas foram descartadas segundo os critérios de corte apresentados acima. Todos os cristais analisados obtiveram razão  $\text{Th}/\text{U} > 0,01$ , exceto o cristal A6 da fração 02. Os resultados U-Pb obtidos indicam ao menos três populações de zircão com idades distintas, que estão plotadas no diagrama Concórdia (Figura 26). Uma idade média ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2078 \pm 17$  Ma ( $2\sigma$ ,  $\text{MSWD} = 0,02$ ) foi calculada para seis cristais concordantes, sendo esta idade considerada como a idade de cristalização da rocha. Além dela, há uma população de três cristais que forneceu uma idade de intercepto superior de  $2208 \pm 27$  Ma ( $\text{MSWD} = 0,045$ ) e outra população de quatro cristais com idade de intercepto superior de  $2569 \pm 23$  Ma ( $\text{MSWD} = 1,5$ ).

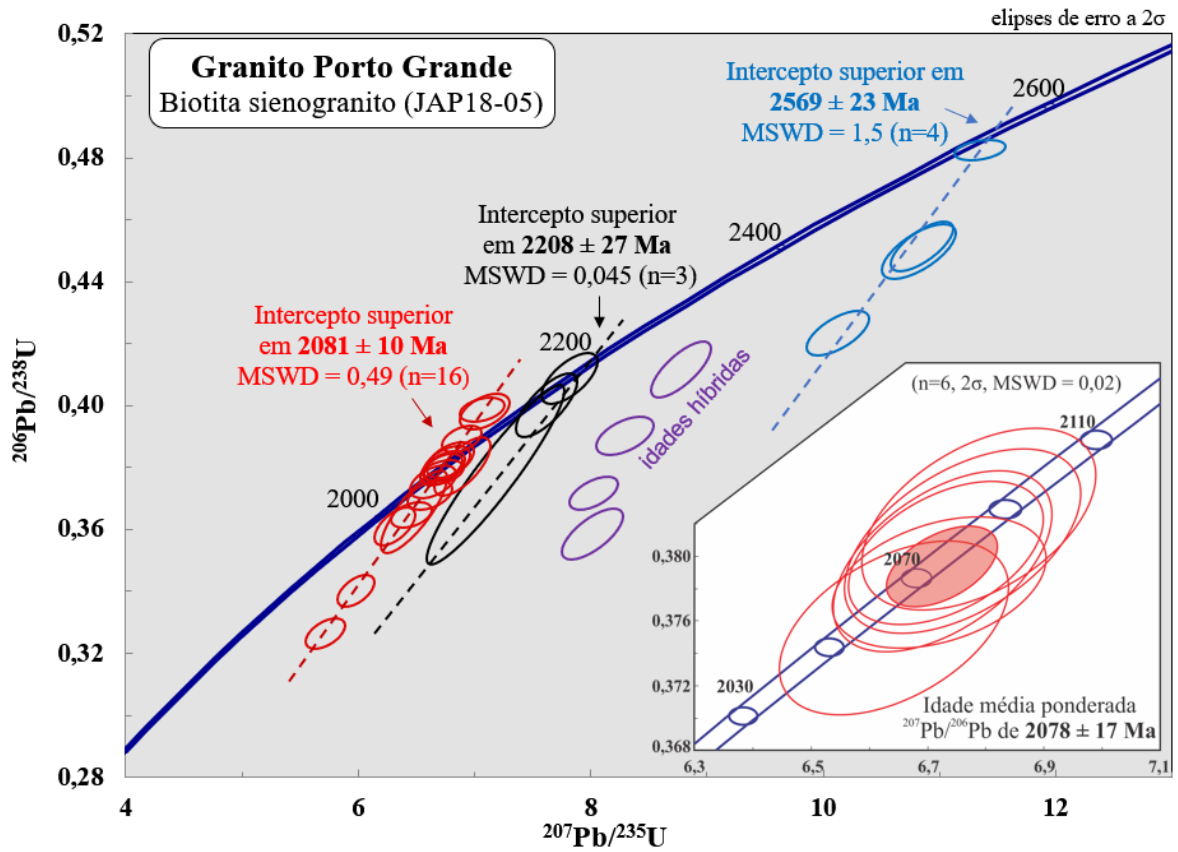


Figura 26- Diagrama Concórdia contendo os dados U-Pb em zircão obtidos para o biotita sienogranito (JAP18-05). São observadas, ao menos, três gerações de zircão, dos quais seis deles são concordantes em ~2,08 Ga e forneceram uma idade média ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2078 \pm 17$  Ma.

Tabela 8- Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS dos biotita sienogranitos JAP18-05 e RPJ19-11 e dos materiais de referência utilizados (BB e Plešovice).

(continua)

Spot	$f_{206}^a$	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U <sup>b</sup>	Razões isotópicas <sup>c</sup>						Idades (Ma)						Conc. <sup>f</sup> (%)	
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ (%)	Rho <sup>d</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$ (abs)	$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/ (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$
<b>Biotita sienogranito JAP18-05 (Fração 01: 175 - 125 <math>\mu\text{m}</math>)</b>																			
A4	0,0042	180,5	282,1	390,2	0,73	6,73	1,02	0,38	0,47	0,46	0,13	0,91	2077,4	9,8	2076,6	21,2	2075,8	18,8	100,1
A10	0,0014	181,6	278,1	426,3	0,66	6,31	1,14	0,36	0,68	0,60	0,13	0,92	1987,0	13,5	2020,3	23,1	2054,4	18,9	96,7
B3	0,0025	125,8	201,4	355,1	0,57	6,76	1,22	0,38	0,62	0,50	0,13	1,06	2080,9	12,8	2080,3	25,4	2079,7	22,0	100,1
B3-r	0,0013	134,6	160,9	324,5	0,50	6,89	1,02	0,39	0,46	0,46	0,13	0,91	2118,7	9,8	2097,1	21,3	2076,0	18,8	102,1
B5	0,0020	194,3	308,0	499,4	0,62	6,73	1,13	0,38	0,60	0,53	0,13	0,96	2075,0	12,5	2076,0	23,6	2076,9	20,0	99,9
C1	0,0067	143,8	160,4	347,8	0,46	5,98	1,09	0,34	0,59	0,54	0,13	0,91	1887,6	11,2	1972,7	21,5	2063,2	18,8	91,5
D6	0,0092	175,2	349,4	213,9	1,65	8,30	1,22	0,39	0,65	0,53	0,15	1,03	2124,5	13,8	2264,0	27,7	2392,4	24,7	88,8
E8	0,0011	504,1	4988,6	225,4	22,29	5,72	1,18	0,33	0,62	0,52	0,13	1,01	1821,0	11,3	1933,8	22,9	2056,9	20,8	88,5
F2	0,0090	23,0	13,9	45,1	0,31	7,62	1,41	0,40	1,05	0,74	0,14	0,95	2170,4	22,7	2187,6	30,9	2203,8	20,9	98,5
F4	0,0009	174,6	272,0	442,8	0,62	6,64	1,21	0,38	0,58	0,48	0,13	1,06	2055,6	12,0	2064,7	25,1	2073,8	22,1	99,1
G1	0,0012	169,0	176,5	363,6	0,49	7,09	1,21	0,40	0,59	0,49	0,13	1,06	2159,8	12,8	2122,2	25,8	2086,1	22,1	103,5
G2	0,0002	233,6	231,8	516,1	0,45	7,07	1,13	0,40	0,42	0,37	0,13	1,05	2162,7	9,0	2119,8	24,0	2078,5	21,9	104,0
H1	0,0012	131,8	185,9	379,1	0,49	6,48	1,82	0,37	1,49	0,81	0,13	1,06	2009,1	29,9	2043,2	37,3	2077,8	22,0	96,7
I10	0,0026	48,7	33,7	85,0	0,40	10,85	1,02	0,45	0,72	0,71	0,17	0,72	2401,2	17,3	2510,3	25,6	2599,7	18,7	92,4
J6	0,0022	54,8	30,6	112,3	0,27	8,78	1,20	0,41	0,90	0,75	0,15	0,80	2222,3	19,9	2315,3	27,8	2398,4	19,2	92,7
J8	0,0053	31,2	11,9	69,6	0,17	7,82	1,24	0,41	0,82	0,66	0,14	0,93	2209,7	18,2	2210,1	27,4	2210,5	20,5	100,0
J9	0,0018	36,0	24,4	65,9	0,37	11,34	0,79	0,48	0,28	0,36	0,17	0,74	2537,4	7,2	2551,9	20,3	2563,4	19,0	99,0
<b>Biotita sienogranito JAP18-05 (Fração 02: 250 - 175 <math>\mu\text{m}</math>)</b>																			
A2	0,0015	89,7	81,0	204,3	0,40	8,02	1,07	0,37	0,60	0,56	0,16	0,89	2037,5	12,3	2233,5	23,9	2418,4	21,5	84,2
A4	0,0023	27,6	22,2	47,0	0,48	10,83	1,20	0,45	0,81	0,67	0,17	0,89	2394,8	19,3	2508,2	30,1	2601,4	23,1	92,1
A6	0,0100	58,4	25,8	326,1	0,08	6,90	1,44	0,38	1,01	0,70	0,13	1,03	2077,4	20,9	2098,3	30,2	2118,9	21,8	98,0
A10	0,0007	280,3	342,1	656,4	0,52	6,46	1,13	0,36	0,45	0,40	0,13	1,04	2004,3	9,1	2040,1	23,1	2076,6	21,6	96,5
B7	0,0004	201,1	348,9	497,0	0,71	6,72	1,12	0,38	0,43	0,38	0,13	1,04	2068,9	8,9	2075,2	23,3	2081,4	21,6	99,4
B7-r	0,0007	92,9	127,3	211,7	0,61	6,62	1,17	0,37	0,51	0,44	0,13	1,05	2034,7	10,4	2061,6	24,1	2088,6	22,0	97,4
C2	0,0034	222,2	136,6	542,6	0,25	10,12	1,10	0,42	0,70	0,64	0,17	0,84	2275,5	16,0	2446,1	26,8	2591,2	21,7	87,8
D8	0,0041	190,9	82,8	462,9	0,18	7,18	3,37	0,38	3,15	0,94	0,14	1,19	2065,4	65,1	2134,6	71,9	2201,8	26,1	93,8
E10	0,0011	50,5	50,6	111,4	0,46	6,79	1,21	0,38	0,60	0,49	0,13	1,06	2087,3	12,5	2084,1	25,3	2080,9	22,0	100,3

(continuação)

Spot	$f_{206}^a$	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U <sup>b</sup>	Razões isotópicas <sup>c</sup>						Idades (Ma)						Conc. <sup>f</sup> (%) ( <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U)/ ( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb)	
						<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$ (%)	Rho <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	1 $\sigma$ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$ (abs)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$ (abs)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		1 $\sigma$ (abs)
<b>Zircão BB (material de referência)</b>																			
BB01	0,0019	22,0	54,1	226,0	0,24	0,74	2,90	0,09	1,69	0,58	0,06	2,35	564,8	9,6	563,5	16,3	558,1	13,1	101,2
BB02	0,1466	24,3	55,1	218,1	0,25	0,74	2,92	0,09	1,77	0,61	0,06	2,32	565,5	10,0	564,5	16,5	560,2	13,0	101,0
BB03	0,0011	25,6	66,9	256,6	0,26	0,74	3,08	0,09	1,78	0,58	0,06	2,52	565,9	10,0	564,3	17,4	558,1	14,1	101,4
BB04	0,0012	37,6	93,2	399,5	0,23	0,74	2,30	0,09	1,14	0,50	0,06	2,00	562,8	6,4	562,3	13,0	560,5	11,2	100,4
BB05	0,0013	54,7	145,5	573,6	0,26	0,76	2,36	0,09	1,28	0,55	0,06	1,97	574,8	7,4	572,5	13,5	563,1	11,1	102,1
BB06	0,0010	73,0	192,1	787,6	0,25	0,74	2,72	0,09	1,46	0,54	0,06	2,29	560,0	8,2	560,6	15,2	563,1	12,9	99,5
BB07	0,0012	28,5	73,5	296,5	0,25	0,75	2,74	0,09	1,50	0,55	0,06	2,30	566,3	8,5	566,0	15,5	564,6	13,0	100,3
<b>Biotita sienogranito RPJ19-11 (Fração 02: 250 - 175 <math>\mu</math>m)</b>																			
A7	0,0033	8,0	6,9	19,9	0,35	6,72	1,56	0,38	1,09	0,70	0,13	1,12	2068,5	22,5	2074,9	32,4	2081,3	23,3	99,4
A8	0,0006	180,2	174,4	473,2	0,37	6,76	0,97	0,38	0,57	0,58	0,13	0,79	2079,8	11,8	2080,9	20,3	2082,1	16,5	99,9
A9	0,0057	198,9	46,5	612,0	0,08	7,68	1,06	0,41	0,66	0,62	0,14	0,84	2196,8	14,4	2193,7	23,3	2190,8	18,3	100,3
B6	0,0067	85,3	77,1	239,3	0,32	7,92	1,20	0,34	1,02	0,86	0,17	0,62	1903,1	19,5	2221,4	26,6	2529,4	15,7	75,2
C4	0,0033	95,6	106,9	209,2	0,51	7,76	1,67	0,36	1,42	0,85	0,15	0,88	1998,8	28,3	2203,2	36,8	2399,1	21,2	83,3
C6	0,0031	81,4	108,6	303,3	0,36	6,16	2,66	0,35	2,50	0,94	0,13	0,91	1943,2	48,5	1998,6	53,1	2056,4	18,8	94,5
D2	0,0022	92,2	33,0	264,5	0,13	5,99	1,12	0,34	0,64	0,58	0,13	0,91	1873,8	12,0	1975,1	22,1	2082,8	19,0	90,0
D10	0,0038	39,5	21,1	108,8	0,20	6,35	1,34	0,36	1,08	0,81	0,13	0,79	1994,7	21,6	2025,2	27,1	2056,4	16,2	97,0
E1	0,0035	70,2	83,3	170,8	0,49	6,40	0,89	0,37	0,36	0,41	0,13	0,81	2013,1	7,3	2032,8	18,0	2052,9	16,6	98,1
E2	0,0006	45,4	41,1	103,2	0,40	6,73	1,16	0,38	0,87	0,75	0,13	0,76	2084,8	18,2	2076,1	24,1	2067,5	15,7	100,8
E6	0,0034	77,3	62,6	185,2	0,34	5,58	1,32	0,32	1,06	0,80	0,13	0,78	1795,8	19,0	1913,0	25,2	2042,7	15,9	87,9
E8	0,0055	52,0	20,8	146,8	0,14	6,18	1,53	0,33	1,34	0,88	0,14	0,74	1836,3	24,6	2002,2	30,6	2178,0	16,0	84,3
E9	0,0013	50,0	45,7	128,6	0,36	5,76	1,14	0,33	0,76	0,67	0,13	0,84	1847,1	14,1	1940,9	22,1	2042,5	17,3	90,4

(conclusão).

Spot	$f_{206}^a$	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U <sup>b</sup>	Razões isotópicas <sup>c</sup>						Idades (Ma)						Conc. <sup>f</sup> (%)	
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ (%)	Rho <sup>d</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		1 $\sigma$ (abs)
<b>Zircão Plešovice (material de referência)</b>																			
PLESO1	0,0004	34,2	83,5	623,2	0,13	0,39	3,53	0,05	2,98	0,84	0,05	1,90	336,4	10,0	336,3	11,9	335,3	6,4	100,3
PLESO2	0,0007	11,5	25,7	195,3	0,13	0,39	3,12	0,05	2,23	0,72	0,05	2,18	333,0	7,4	333,7	10,4	338,0	7,4	98,5
PLESO3	0,0035	36,9	88,7	664,3	0,13	0,38	2,31	0,05	1,39	0,60	0,05	1,84	329,5	4,6	329,7	7,6	331,4	6,1	99,4

Os cristais em azul representam resultados concordantes (< 1% de disc.) e foram utilizados no cálculo da idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordante e/ou média ponderada.

<sup>a</sup> Fração do  $^{206}\text{Pb}$  não radiogênico no ponto do zircão analisado, onde  $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a$  (c=comum; a=amostra).

<sup>b</sup> Razão Th/U e concentração de Pb, Th e U (em ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1.

<sup>c</sup> Corrigidas para o branco analítico (*background*), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS valores/valores medidos);  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  calculada usando a equação  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137.88)$

<sup>d</sup> Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}/^{235}\text{U}$ .

<sup>e</sup> Corrigida para o fracionamento de massa (*mass-bias*) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975).

<sup>f</sup> Grau de concordância =  $(\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ , de acordo com Horstwood et al. (2016).

### 7.3.2 Biotita sienogranito RPJ19-11

Os cristais de zircão do biotita sienogranito RPJ19-11 são caracterizados por sua cor castanho, com tonalidades esbranquiçadas. São moderadamente translúcidos a transparentes e com aspecto brilhoso. Possuem geralmente hábito prismático alongado e terminação bipiramidal, com faces cristalinas, em geral, subédricas, arestas arredondadas, com exceções dos cristais D10 e E6, e moderadamente abrasionados. Em alguns cristais (B6, D10, E1, E6 e E9), foram notadas feições internas como zoneamento magmático oscilatório, que destacam um núcleo bem definido. Ademais, foram observadas pequenas inclusões minerais, microfraturas e indícios de metamitização nos cristais, desenvolvendo um forte brilho leitoso nas imagens de CL (Figura 27).

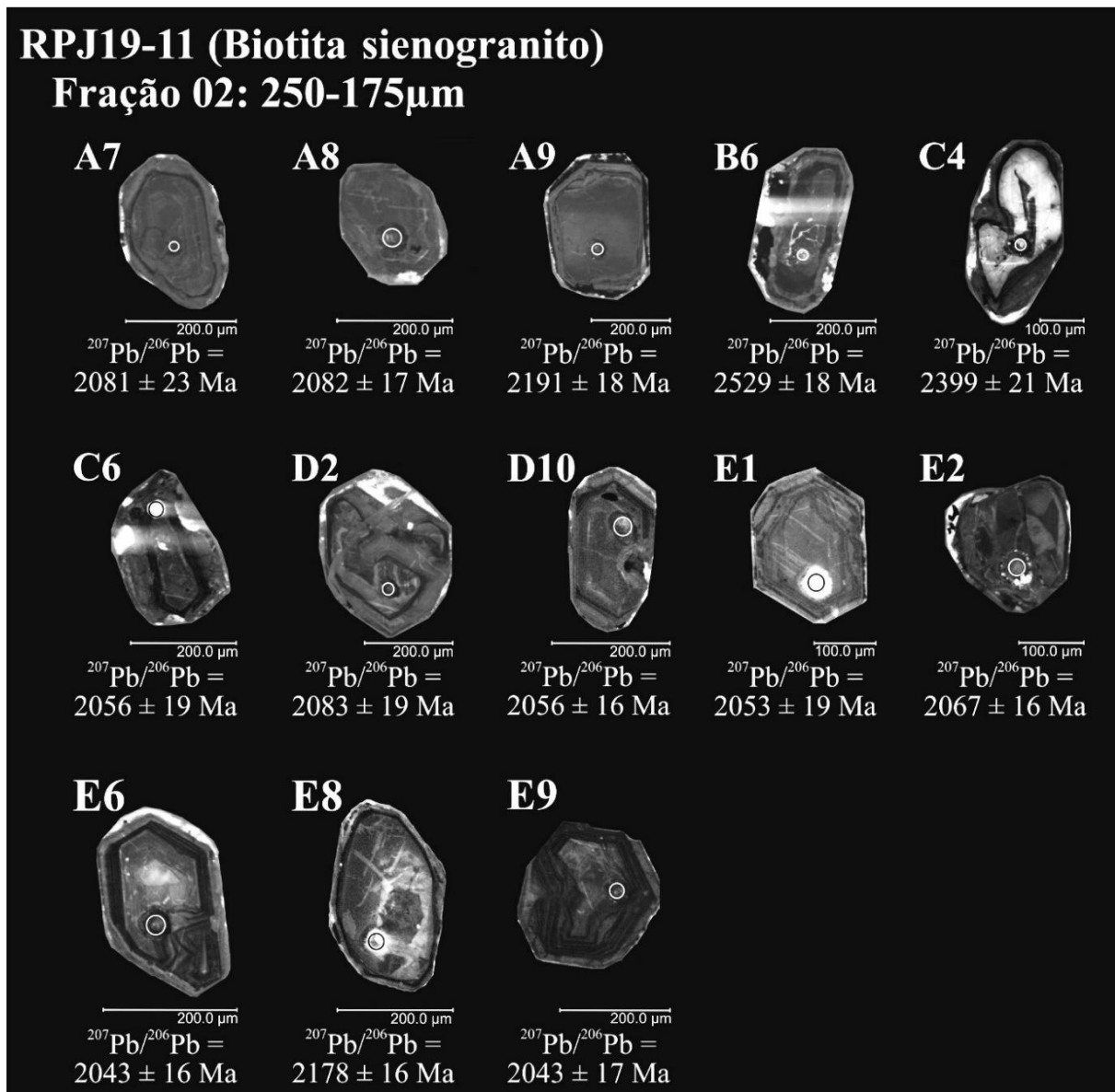


Figura 27- Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão representativos do biotita sienogranito RPJ19-11, destinado à realização das análises U-Pb em zircão por LA-ICP-MS. Os círculos contínuos (10-25µm) indicam o local dos furos efetuados para determinar as idades U-Pb.

Foram executadas 25 análises isotópicas pontuais nos cristais de zircão, dos quais 12 foram descartadas do cálculo de idade segundo os critérios de corte acima indicados. Todos os cristais analisados forneceram a razão  $\text{Th}/\text{U} > 0,1$ , exceto o zircão A9. Dentre os dados U-Pb obtidos observa-se quatro cristais concordantes, de modo que três deles (A7, A8 e E2) foram utilizados para calcular uma idade média ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2076 \pm 20$  Ma ( $2\sigma$ ,  $\text{MSWD} = 0,24$ ; Figura 28), sendo esta idade considerada como a idade de cristalização da rocha. Além da idade de intercepto superior em  $\sim 2,07$  Ga, foram registrados um cristal mesoriaciano concordante (A9) em  $2191 \pm 18$  Ma e três cristais discordantes: um no mesoriaciano (E8), um no sideriano (C4) e outro no nearqueano (B6).

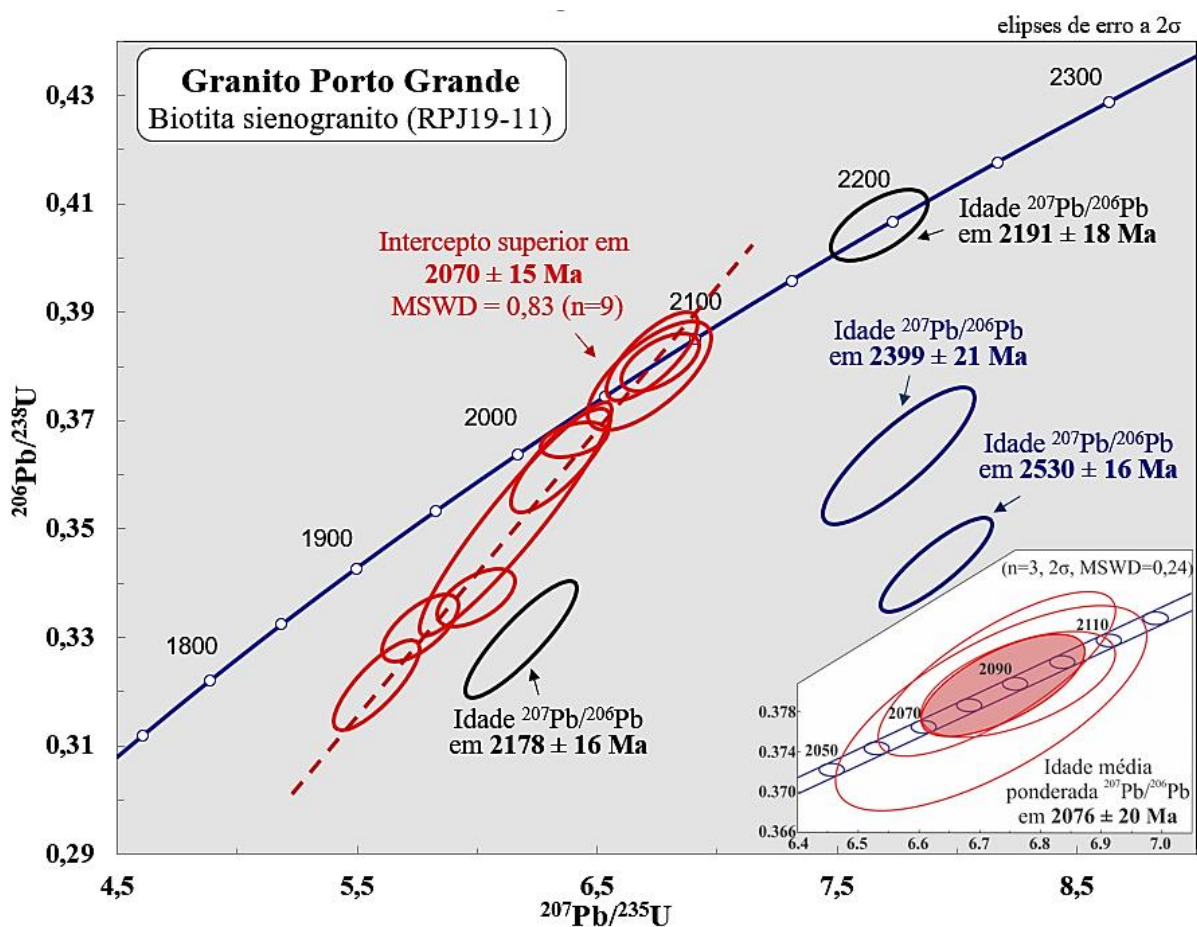


Figura 28- Diagrama Concórdia contendo os dados U-Pb em zircão obtidos para o biotita sienogranito RPJ19-11. Três zircões concordantes em  $\sim 2,08$  Ga forneceram uma idade média ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2076 \pm 20$  Ma.

#### 7.4 Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS

As análises Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS foram realizadas apenas na amostra do biotita sienogranito JAP18-05. Para tanto, foram selecionados dez cristais com base nas idades de cristalização U-Pb previamente definidas, grau de discordância inferior a 8% e após análise das imagens de ERE (Figura 25). Os cristais foram analisados preferencialmente nos mesmos domínios investigados para U-Pb. Dentre os cristais selecionados, cinco (Fração 01 – A4, B3 e B5; Fração 02 – B7 e E10) possuem idade concordante em  $2078 \pm 17$  Ma. Dois cristais (Fração 01 – F2 e J8) apresentam idade de intercepto superior em  $2208 \pm 27$  Ma e três cristais (Fração 01 – I10 e J9, Fração 02 – A4) com idade, também de intercepto superior, em  $2569 \pm 23$  Ma.

Os resultados isotópicos detalhados estão contidos na tabela 9 e forneceram resultados homogêneos e bastantes consistentes, especialmente para a população concordante em  $2078 \pm 17$  Ma (n=5). Esses cristais forneceram idades-modelo Hf- $T_{DM}^C$  variando de 3,1 a 3,2 Ga, enquanto os cristais mais antigos exibem idades-modelo Hf- $T_{DM}^C$  meso-paleoarqueanas (~3,1 a 3,3 Ga) e eoarqueanas de ~ 3,6 Ga, exclusiva ao zircão J8 (Fração 01: 125-175) (Figura 29). O parâmetro petrogenético  $\epsilon_{Hf(t)}$  de todos os cristais analisados fornece valores negativos. Para os cristais de  $2078 \text{ Ma} \pm 17 \text{ Ma}$ , esses valores variam entre -8,3 a -7,2 enquanto para os demais variam de -14,0 a -1,1 (Tabela 9).

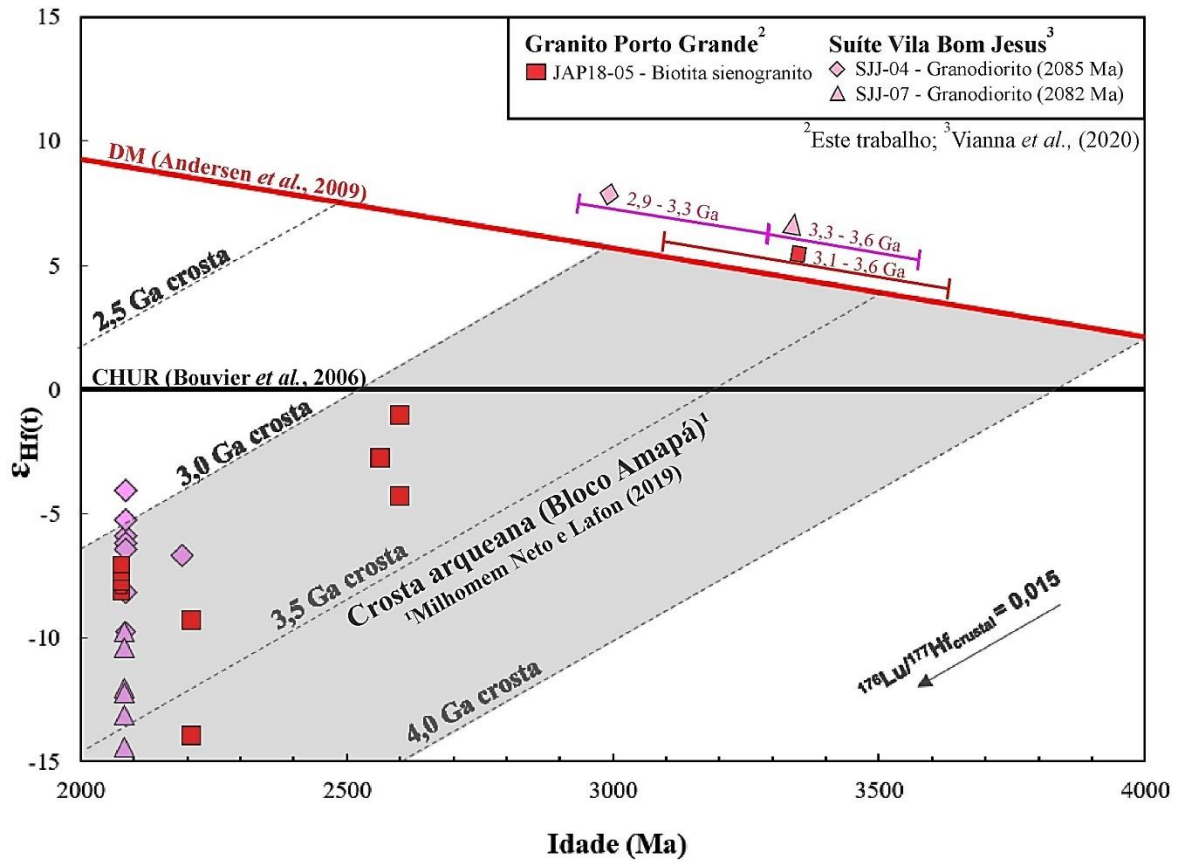


Figura 29- Diagrama  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  vs. idade (Ma), mostrando que a geração do protólito crustal do biotita sienogranito (JAP18-05) do Granito Porto Grande ocorreu predominantemente em 3,1-3,2 Ga. Os cristais herdados mostram um período extração dos seus respectivos protólitos crustais entre ~3,1 e 3,6 Ga. O campo em cinza corresponde ao intervalo de idades-modelo Hf- $T_{\text{DM}}^c$  obtido para o Bloco Amapá (Milhomem Neto & Lafon 2019). As linhas tracejadas representam os *trends* de evolução crustal, calculados usando a razão  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,015 como uma média da crosta continental (Griffin *et al.* 2002, 2004). No diagrama também constam a assinatura isotópica dos granodioritos SJJ-04 e SJJ-07 da Suíte Vila Bom Jesus (Vianna *et al.* 2020), para fins de comparação.

Tabela 9- Dados isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS do biotita sienogranito JAP18-05.

Biotita sienogranito JAP18-05											
<i>Spot</i>	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma) <sup>1</sup>	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (t)	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	2 $\sigma$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (Ga)
<b>(01)A4</b>	0,281260	0,000079	0,000888	0,000043	0,057183	0,002645	<b>2078 ± 17</b>	0,281225	-8,2	0,4	3,2
<b>(01) B3</b>	0,281270	0,000086	0,001028	0,000045	0,063831	0,001497	<b>2078 ± 17</b>	0,281230	-8,0	0,4	3,2
<b>(01) B5</b>	0,281273	0,000073	0,000909	0,000119	0,061865	0,007583	<b>2078 ± 17</b>	0,281237	-7,8	1,1	3,1
<b>(02) B7</b>	0,281278	0,000082	0,000778	0,000020	0,044890	0,001122	<b>2078 ± 17</b>	0,281248	-7,4	0,2	3,1
<b>(02) E10</b>	0,281283	0,000061	0,000678	0,000015	0,039754	0,000617	<b>2078 ± 17</b>	0,281257	-7,1	0,2	3,1
(01) F2	0,281156	0,000061	0,001123	0,000248	0,058242	0,007728	2208 ± 27	0,281109	-9,3	2,2	3,3
(01) J8	0,281001	0,000062	0,000541	0,000035	0,030233	0,001408	2208 ± 27	0,280978	-14,0	1,1	3,6
(01) J9	0,281117	0,000081	0,001171	0,000317	0,061085	0,009928	2569 ± 23	0,281060	-2,8	0,8	3,2
(01) I10	0,281023	0,000086	0,000606	0,000017	0,033506	0,00061	2569 ± 23	0,280993	-4,3	0,2	3,3
(02) A4	0,281125	0,000085	0,000843	0,000193	0,046188	0,00776	2569 ± 23	0,281083	-1,1	0,3	3,1

<sup>1</sup>Idade U-Pb em zircão por LA-ICP-MS obtidas neste trabalho.

Parâmetros usados para o cálculo:  $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$  anos<sup>-1</sup> (Söderlund *et al.* 2004);  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$  para o reservatório uniforme condritico (CHUR) (Bouvier *et al.* 2008);  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$  para o manto empobrecido (Andersen *et al.* 2009);  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,015 foi utilizada como um valor médio da crosta continental para o cálculo da  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  (Griffin *et al.* 2002, 2004, Belousova *et al.* 2009, 2010).

### 7.5 Sm-Nd EM ROCHA TOTAL POR TIMS

A análise isotópica Sm-Nd em rocha total foi realizada apenas na amostra do biotita sienogranito JAP18-05 do Granito Porto Grande. Os dados isotópicos permitiram calcular uma idade-modelo Nd- $T_{DM}$  de 2,8 Ga, com valor de -6,0 para o parâmetro petrogenético  $\epsilon_{Nd(2,08\text{ Ga})}$ . Os resultados isotópicos detalhados estão contidos na Tabela 10. O valor de idade-modelo Nd- $T_{DM}$  obtido para a amostra é similar à idade-modelo existente na literatura (Nd- $T_{DM}$  de 2,9 Ga; Barbosa & Chaves 2015). Para comparação, a amostra desses autores também foi plotada no diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs. Idade (Ga), após o recálculo para  $\epsilon_{Nd(2,08\text{ Ga})}$ , em conjunto com a amostra analisada e com os dados disponíveis para a Suíte Vila Bom Jesus (Figura 30).

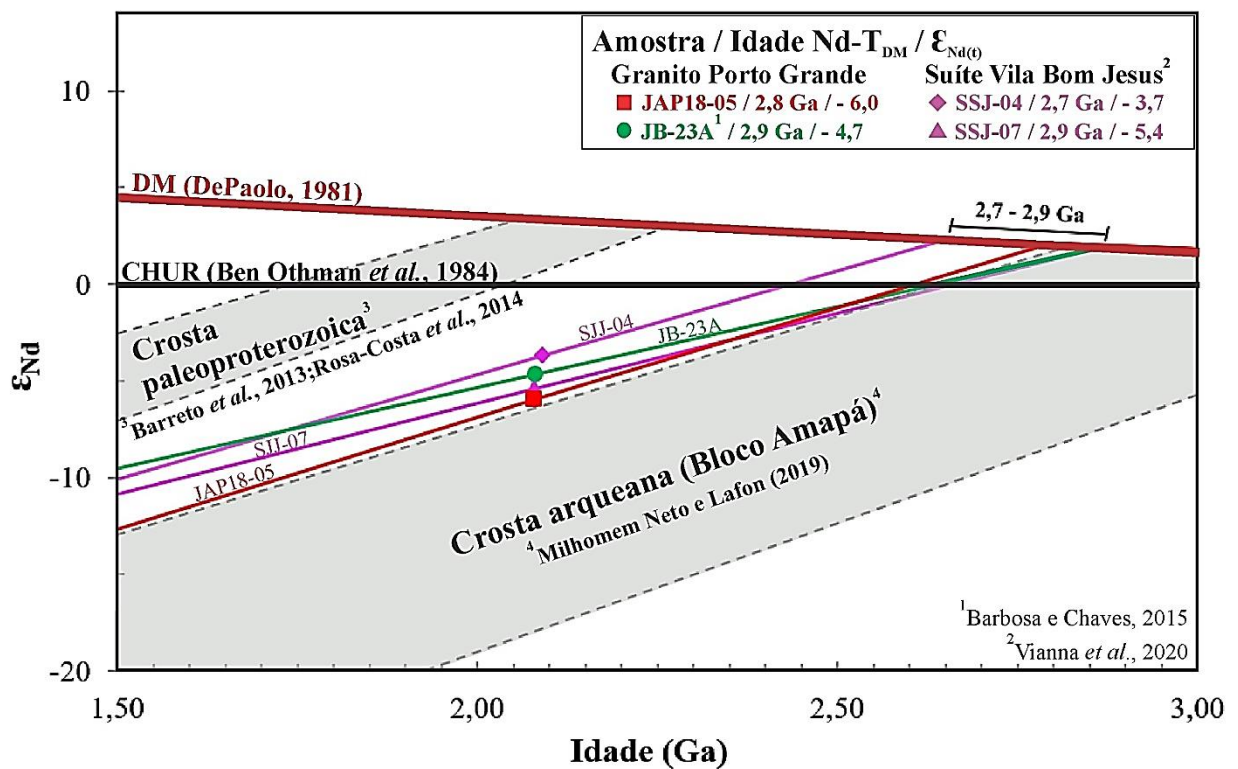


Figura 30- Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs. idade (Ga) da amostra do biotita sienogranito JAP18-05, bem como de uma amostra disponível na literatura (JB-23A; Barbosa & Chaves 2015) para o Granito Porto Grande e para os granodioritos SJJ-04 e SJJ-07 da Suíte Vila Bom Jesus (Vianna *et al.* 2020). Os campos em cinza correspondem aos intervalos de idades-modelo Nd- $T_{DM}$  do Bloco Amapá (Milhomem Neto & Lafon 2019) e dos domínios paleoproterozoicos (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014) do sudeste do Escudo das Guianas.

Tabela 10- Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total por TIMS do biotita sienogranito JAP18-05.

JAP18-05										
Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$	f(Sm-Nd)	$\epsilon_{Nd(t)}$	Idade (Ga) <sup>1</sup>	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{DM}$ (Ga) <sup>2</sup>
9,98	56,7	0,10642	-	0,511097	0,000015	-0,459	-30,1	2,08	-6,0	2,8

<sup>1</sup>Idade U-Pb em zircão por LA-ICP-MS obtida neste trabalho.

<sup>2</sup> $T_{DM}$  corresponde a idade-modelo calculada a partir do modelo de manto empobrecido segundo DePaolo (1981).

## 8 DISCUSSÕES

### 8.1 CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA

Os dados geoquímicos obtidos neste estudo para o biotita sienogranito JAP18-05 indicam, de modo geral, similaridades com aqueles disponíveis na literatura e confirmam o caráter geoquímico dado anteriormente a unidade. Os diagramas de classificação de rochas mostram que as seis amostras do Granito Porto Grande incidem no campo granítico (Figura 21) em todos os diagramas apresentados (O'Connor 1965, De la Roche *et al.* 1980, Debon & LeFort 1981), o que corrobora com a classificação petrográfica obtida às rochas em estudo (Figura 10).

Os dados apresentados fornecem resultados consistentes quanto a assinatura geoquímica de séries magmáticas, como observado nos diagramas de distinção de séries na Figura 22. O diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Peccerillo & Taylor 1976) indica uma filiação predominantemente cálcio-alcálica de alto K, com variações para a série shoshonítica em dois granitos estudados por Coelho (2014) e Barbosa & Chaves (2015). Adicionalmente, o diagrama  $Na_2O + K_2O - CaO$  vs.  $SiO_2$  (Frost *et al.* 2001; Figura 22B) evidencia que as rochas em estudo do Granito Porto Grande, supersaturadas em sílica, incidem em campos cálcio-alcálico a álcali-cálcico. As séries cálcio-alcálicas, principalmente de alto K, e shoshoníticas denotam um caráter bastante evoluído para Granito Porto Grande, principalmente pela abundância de elementos incompatíveis como o K (Winter 2001), que está alojado principalmente em minerais de cristalização tardia, tais como microclínio e a biotita, que perfazem de 50 a 60 % dos constituintes minerais do Granito Porto Grande.

O diagrama  $FeOt/(FeOt + MgO)$  vs.  $SiO_2$  de Frost *et al.* (2001; Figura 22C) mostra uma assinatura ferrosa e típica de granitos tipo-A para o conjunto de amostras, com exceção de três granitos magnesianos do conjunto obtido por Coelho (2014). A natureza ferrosa sugere condições de magmas reduzidos, com baixa fugacidade de oxigênio, na formação destes granitos (Frost & Frost 2014), enquanto a assinatura magnesiana se dá em função dos percentuais baixíssimos de  $Fe_2O_3$  e um amplo espectro de *Fe-index*, em rochas supersaturadas em sílica, que podem indicar diferenças na composição da rocha geradora ou no grau de fusão (Frost *et al.* 2001).

Os diagramas de Frost *et al.* (2001) aqui apresentados quando analisados em conjunto indicam uma forte afinidade destas rochas com leucogranitos peraluminosos. Adicionalmente, os sienogranitos do Granito Porto Grande incidem predominantemente em campos peraluminosos no índice de saturação em alumina (Shand 1943; Figura 22D), com exceção de uma rocha metaluminosa do conjunto estudado por Barbosa & Chaves (2015). Assim, o

caráter peraluminoso observado provém da alta concentração de alumínio e de  $Al_2O_3$ , provavelmente alojada na estrutura composicional da biotita, do microclínio e da granada, em menor proporção, nas rochas estudadas.

Os elementos-traço foram apresentados em diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) e indicam que as rochas em estudo são enriquecidas em HFSE em relação aos LILEs, exibindo anomalias positivas de Rb, Th, U, K, Nd e Sm, e depleção de Ba, Nb, Sr, P e Ti (Figura 23A). As anomalias positivas destacadas são compatíveis com as anomalias e padrão de elementos-traço observados em granitos sin-colisionais (Pearce *et al.* 1984). Por sua vez, os elementos terras raras normalizados por Boyton (1984) são importantes indicadores petrogenéticos de fracionamento mineral na formação de magmas. As razões  $(La/Yb)_N$  obtidas nas rochas em estudo são elevadas (variam de 4,52 a 33,72) e indicam um alto fracionamento dos elementos terras-raras, principalmente dos ETR leves em relação aos ETR pesados, nas rochas do Granito Porto Grande. As anomalias fortemente negativas de Eu destacam um empobrecimento deste elemento como observado na Figura 23B e indicam um fracionamento do plagioclásio através da cristalização abundante deste mineral na rocha.

Os dados geoquímicos do Granito Porto Grande quando comparados com dados geoquímicos de granitoides petrograficamente similares do Domínio Lourenço, a exemplo da Suíte Vila Bom Jesus (Vianna *et al.* 2020), mostram diferenças significativas quanto as assinaturas geoquímicas. De modo geral, o Granito Porto Grande tem uma tendência mais evoluída em relação a Suíte Vila Bom Jesus. Isso é observado nos diagramas de classificações de rochas e de séries magmáticas (Figuras 20 e 21). Os diagramas de classificação geoquímica de rochas mostram fácies composicionalmente mais evoluídas (sienograníticas a monzograníticas) para o Granito Porto Grande em relação a Suíte Vila Bom Jesus, onde são descritas fácies granodioríticas a monzograníticas (Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020). Quanto as séries magmáticas, o Granito Porto representa séries geoquímicas ligeiramente mais evoluídas (cálcio-alcálicas de alto K a shoshonítica) em contrapartida daquelas séries cálcicas a cálcio-alcálicas apresentadas para a Suíte Vila Bom Jesus, enquanto a natureza ferrosa e peraluminosa é destacada em ambas as unidades. Em relação aos elementos-traço e terras-raras, as diferenças se sobressaem no enriquecimento em *LILE*, fracionamento menor dos ETR e ausência de anomalia de Eu nas rochas da Suíte Vila Bom Jesus (Figura 22) (Vianna *et al.* 2020).

As características geoquímicas apresentadas para o Granito Porto Grande (Figuras 22 e 23), tais como a natureza cálcio-alcálica de alto K, peraluminosa, ferrosa e depleção em Nb,

Ti e ETRs pesados em diagramas multielementares, são típicas de uma associação de granitos crustais leucocráticos e peraluminosos, constituídas predominantemente por sienogranitos, descritos neste trabalho, e monzogranitos. A origem dessa associação tem sido relacionada a fusão parcial da crosta para geração desses granitos tipicamente crustais. Adicionalmente, Nardi (2016) sugere que a fusão de ortognaisses em ambiente continental dão origem a magmas graníticos de composição similar aos granitoides pertencentes as séries magmáticas cálcio-alcálicas de médio a alto K. Além disso, esses mobilizados crustais gerados pela fusão parcial da crosta apresentam depleções significativas de *LILE* e fracionamento do plagioclásio com anomalia significativa de Eu. Segundo o autor supracitado, essa associação peraluminosa pode ocorrer em ambientes sin- a pós-colisionais ou ambientes de arco magmático. Essas implicações tectônicas fornecidas pelos dados geoquímicos serão detalhadas no tópico a seguir.

## 8.2 IDADE DE CRISTALIZAÇÃO E AMBIENTE TECTÔNICO

O Granito Porto Grande na litoestratigrafia atual do Bloco Amapá é um dos constituintes da associação paleoproterozoica anorogênica (1,84 - 1,75 Ga), junto com o Granito Waiãpi (Figura 4 e Tabela 1). Os fatores que deram essa classificação à unidade são destacados pela idade média de  $1842 \pm 23$  Ma (MSDW = 8,3) em quatro cristais de zircão por evaporação de Pb, aliado ao caráter geoquímico anorogênico da unidade (Barbosa & Chaves 2015). No entanto, estes dados isotópicos apresentaram uma alta dispersão dos dados analíticos, com idades individuais bastante variáveis desde  $1673 \pm 25$  a  $2306 \pm 23$  Ma. Essa informação torna-se importante para avaliar a idade obtida como uma idade mínima de cristalização frágil, devido as dispersões e incertezas analíticas elevadas.

As características petrográficas do Granito Porto Grande, observadas tanto neste trabalho como em anteriores (Coelho 2014, Barbosa & Chaves 2015), denotam feições típicas de deformação dúctil, como foliação milonítica marcada por feldspatos alcalinos ocelares, cristais de quartzos estirados e com recristalização de subgrão, além de orientação preferencial da biotita. Essas estruturas/microestruturas são sugestivas de deformação decorrente de um evento tectono-termal modificador, apesar de ainda ser possível reconhecer texturas e foliação magmática primárias dos granitos. O único evento tectono-termal registrado no sudeste do Escudo das Guianas no Paleoproterozoico diz respeito ao evento Transamazônico, que é predominantemente riaciano. Assim, surgem duas possibilidades para explicar a deformação imposta na unidade: (i) a existência de um evento de deformação pós-transamazônico ainda não reconhecido na região ou (ii) a idade média fornecida pelo método

de evaporação de Pb não representa a idade real de cristalização do plúton, devido as suas limitações, e este poderia estar associado ainda ao evento Transamazônico, por isso a deformação observada.

Os resultados isotópicos U-Pb em zircão por LA-ICP-MS obtidos neste trabalho fornecem, com acurácia e precisão (<1%), a idade de cristalização da unidade em  $2076 \pm 20$  Ma ( $n = 3$ ,  $2\sigma$ , MSWD = 0,24; Figura 28) e  $2078 \pm 17$  Ma ( $n = 6$ ,  $2\sigma$ , MSWD = 0,02; Figura 26), com o reconhecimento de componentes herdados eoriacianos ( $2191 \pm 18$  Ma no biotita sienogranito RPJ19-11 e  $2208 \pm 27$  Ma no biotita sienogranito JAP18-05) e neoarqueanos ( $2569 \pm 23$  Ma no biotita sienogranito JAP18-05). Os zircões analisados apresentam razão Th/U > entre 0,1 a 22,3, que indicam uma natureza magmática para estes cristais (Belousova *et al.* 2002, Grimes *et al.* 2015).

A idade de cristalização do Granito Porto Grande aqui definida é correlata com as idades Pb-Pb e U-Pb obtidas para outros granitoides tardi-tectônicos daquela porção do Escudo das Guianas, principalmente com aqueles da Suíte Vila Bom Jesus (2,09-2,08 Ga, Silva 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020). Características petrográficas texturais das rochas desta suíte são bastante similares às feições observadas no Granito Porto Grande, como o desenvolvimento de uma trama milonítica imposta por orientação de minerais máficos, sobretudo a biotita, contornando fenocristais de plagioclásio e microclínio (Vianna *et al.* 2020). Essas estruturas/microestruturas, em conjunto com as idades U-Pb, permitem sugerir que tanto o Granito Porto Grande quanto a Suíte Vila Bom Jesus foram derivados de um episódio magmático concomitante de geração de granitoides tardi-transamazônicos na região, registrado entre 2,09 a 2,08 Ga. Além disso, na Suíte Vila Bom Jesus também há registros de componentes herdados a 2190 Ma, o que indica que pelo menos parte das fontes dessas unidades apresentam idade similar.

Os componentes mesoriacianos e neoarqueanos identificados neste estudo podem ser interpretados como possíveis heranças do embasamento cristalino da borda norte do Bloco Amapá ou mesmo do Domínio Lourenço cujas idades encontram correspondência (ver tabelas 1 e 2). Com base nessas idades obtidas, acredita-se que os cristais formados em 2,19 - 2,21 Ga podem ser correlacionáveis com os granitoides TTG mesoriacianos tipo Suíte Intrusiva Flexal (2,20-2,18 Ga; Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020), enquanto que os cristais neoarqueanos de 2,57 Ga podem ser oriundos de unidades do embasamento neoarqueano do Bloco Amapá, a exemplo do Complexo Guianense (2,60 a 2,69 Ga; Lafon *et al.* 2000, Milhomem Neto & Lafon 2019), bem como os granulitos do Complexo Tartarugal Grande

(2,60 Ga; Lafon *et al.* 2000) ou do Metagranitoide Pedra do Meio (2,59 Ga; Rosa-Costa *et al.* 2014), pertencentes ao Domínio Lourenço.

As idades de cristalização dos biotita sienogranitos apresentadas neste trabalho são robustas e descartam a idade Pb-Pb de  $1842 \pm 23$  Ma obtida anteriormente. O aspecto metamítico nos cristais de zircão do Granito Porto Grande é pronunciado e essa característica pode ter sido preponderante para os resultados anteriores não terem funcionado adequadamente para aquele método executado. De posse dos resultados geoquímicos e geocronológicos obtidos neste trabalho, verificou-se que este granito não foi afetado por um evento tectono-termal de deformação pós-transamazônico, como sugerido em trabalhos prévios (Coelho 2014, Barbosa & Chaves 2015). As idades em 2076 e 2078 Ma dos sienogranitos corroboram com a existência de uma intensa geração de magmatismo granítico cálcio-alcálico sin-colisional a tardi-orogênico durante o intervalo de 2,10 a 1,99 Ma, decorrente dos estágios finais de atuação do evento supracitado (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Os diagramas discriminantes para ambientes tectônicos (Figura 24) trazem informações importantes acerca do ambiente tectônico do Granito Porto Grande quando analisados em conjunto com a idade segura de 2,08 Ga. Nesse sentido, os sienogranitos da unidade apresentam filiação com o ambiente tectônico sin-colisional e migração parcial na porção basal para o campo tardi-orogênico como observado no diagrama multicatiônico R1-R2 (Batchelor & Bowden 1985; Figura 24A), enquanto os diagrama Rb *vs.* (Y+Nb) de Pearce *et al.* (1984; Figura 24B) e Zr *vs.* (Nb/Zr)<sub>N</sub> de Thiéblemont & Tegyev (1994; Figura 24D) reforçam uma tectônica de colisão para estas rochas, pois incidem no campo pós-colisional. Desse modo, observa-se um padrão típico de um evento colisional, que provavelmente foi o responsável pela deformação das rochas envolvidas. Isso é reforçado quando se analisa o contexto tectônico do sudeste do Escudo das Guianas em 2,08 Ga. Este período representa a fase final de um regime de transcorrência sinistral com colisão de massas continentais convergentes, que resultaram na colocação de diversos corpos graníticos na região, e que dentre eles pode ser incluído o Granito Porto Grande (Vanderhaeghe *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003a).

Os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos também mostram uma afinidade do Granito Porto Grande com um magmatismo tipo A (anorogênico). No diagrama de tipologia de granitos (Whalen *et al.* 1987; Figura 24C), as amostras em estudo incidem no campo de granitos tipo-A, mas com tendência ao campo de granitos tipo I ou S, como ocorre com um sienogranito de Coelho (2014), que apresenta tal afinidade. A assinatura anorogênica em granitos colisionais a pós-colisional não é esperada, no entanto uma possibilidade de

explicar essa assinatura decorre do caráter crustal do granito e a relação genética com as suas fontes.

### 8.3 ASSINATURA ISOTÓPICA Hf-Nd

As assinaturas isotópicas Hf-Nd do Granito Porto Grande destacam forte contribuição de material crustal arqueano para a geração dos sienogranitos da unidade (Figuras 29 e 30). As idades-modelo Nd- $T_{DM}$  denotam fontes magmáticas mesoarqueanas de 2,8 a 2,9 Ga na geração dessas rochas através de retrabalhamento crustal por fusão parcial evidenciado em indicadores petrogenéticos  $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$  negativos (-6,0 e -9,8), enquanto os dados isotópicos Lu-Hf destacam fontes mais antigas (3,1 – 3,6 Ga), portanto mesoarqueanas e paleoarqueanas, com indicadores petrogenéticos  $\epsilon_{Hf(2,08 Ga)}$  também negativos (-2,8 a -14,0). O tempo de residência crustal, assumido como o intervalo aproximado desde a extração mantélica do protólito crustal até a cristalização da unidade é de ~700 a 1100 Ma, de acordo com a sistemática isotópica Sm-Nd ou Lu-Hf.

As idades-modelo Nd- $T_{DM}$  e Hf- $T_{DM}^C$  do biotita sienogranito JAP18-05, predominantemente mesoarqueanas, são parcialmente coincidentes com os intervalos de crescimento crustal já registrados no Bloco Amapá (Milhomem Neto & Lafon 2019). Segundo estes autores, há evidências em dados isotópicos de Hf- $T_{DM}^C$  em rochas cristalizadas no Arqueano que demonstraram dois episódios de extração mantélica e crescimento crustal naquele setor, destacados por um episódio mais antigo no Eoarqueano (~4,0 Ga) e outro mais novo no Mesoarqueano (~3,0 – 3,1 Ga), também identificado com dados de Nd- $T_{DM}$  (2,8 – 3,1 Ga). No entanto, as heranças eoriacianas de 2,20 Ga e neoarqueanas de 2,57 Ga assumem idades-modelos ainda mais antigas, desde paleoarqueanas a eoarqueanas (~ 3,2 a 3,6 Ga), com um registro isolado mesoarqueano em 3,1 Ga no cristal A4 (Fração 02) do biotita sienogranito JAP18-05. Assim, essas idades-modelos obtidas nestas heranças indicam a presença de fontes magmáticas distintas, ao menos duas, e que podem ter se misturado para a geração do Granito Porto Grande.

Uma possibilidade para explicar as idades-modelo Hf- $T_{DM}$  de 3,1-3,6 Ga diz a respeito à mistura de fontes mesoarqueanas (~3,0 -3,1 Ga) e eoarqueanas (~4,0 Ga) daqueles episódios sugeridos por Milhomem Neto & Lafon (2019). Até o presente estudo nenhum evento de extração mantélica, com consequente formação de crosta, foi registrado no Bloco Amapá por dados isotópicos de Hf- $T_{DM}^C$  e Nd- $T_{DM}$  durante este intervalo (3,1-3,6 Ga). No entanto, essa hipótese parece pouco provável, pois a idades-modelo Nd- $T_{DM}$  registrada para o biotita sienogranito JAP18-05 é mesoarqueana de 2,8 Ga e ligeiramente mais nova que os episódios

de crescimento crustal supracitados. Assim, torna-se mais sugestivo supor a mistura de fontes juvenis riacianas com componentes arqueanos do Bloco Amapá, ou de relíquias crustais arqueanas do Domínio Lourenço (p. ex. Gnaiss Porfírio) para a geração deste granito, como observado em outros granitoides transamazônicos do sudeste do Escudo das Guainas (Barreto *et al.* 2013, Vianna *et al.* 2020).

O comportamento isotópico de Hf nos cristais concordantes em 2,08 Ga e nas heranças neoarqueanas (~2,57 Ga) é bastante homogêneo em termos de idades-modelo e  $\epsilon_{\text{Hf}}$  e podem indicar as mesmas fontes magmáticas para estas populações. Caso a hipótese de mesma fonte para estes cristais seja verdadeira, as idades de cristalização distintas podem indicar a preservação de zircões neoarqueanos provenientes de rochas assimiladas e/ou fundidas durante a anatexia que deu origem ao Granito Porto Grande. Nesse sentido, essas heranças seriam confirmadas como zircões herdados do protólito gerador da unidade. Enquanto os cristais mesoriacianos de ~2,20 Ga, com assinatura isotópica de Hf contrastante das demais populações, podem representar zircões herdados de uma rocha mesoriaciana derivada de fonte distinta daquela apresentada para os cristais neoriacianos e neoarqueanos, reforçando a possibilidade de mistura de fontes magmáticas para a geração do Granito Porto Grande.

A herança mesoarqueana em ~2,20 Ga tem correspondência com um registro magmático em ~2,20 – 2,17 Ga no Domínio Lourenço, denotado pela Suíte Intrusiva Flexal. Estas idades correspondentes podem indicar afinidades e fontes magmáticas em comum às unidades. Adicionalmente, a assinatura isotópica de Hf-Nd da Suíte Intrusiva Flexal aponta idades-modelo Hf- $T_{\text{DM}}$  de 2,7 – 3,1 Ga com  $\epsilon_{\text{Hf}}$  subcondríticos (-0,2 a -5,7) e Nd- $T_{\text{DM}}$  de 2,6 – 2,7 Ga com  $\epsilon_{\text{Hf}}$  também subcondríticos (-2,7), que indicam a mistura entre componentes juvenis riacianos e componentes crustais mesoarqueanos assimilados durante a ascensão de magmas (Milhomem Neto & Lafon 2020, Vianna *et al.* 2020). No entorno do Granito Porto Grande são registradas rochas constituintes do embasamento cristalino continental do Bloco Amapá, destacado pelo Complexo Guianense (2,65-2,69 Ga, Tabela 1), no qual este granito é intrusivo, e unidades derivadas do ciclo Transamazônico, a exemplo do Complexo Tartarugal Grande (2,05-2,67 Ga; Tabela 2), a norte, e dos *greenstones belts* do Grupo Vila Nova (> 2,26 Ga, Tabela 1). As idades-modelo Hf- $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  (2,9-3,1 Ga e 3,3-3,8 Ga) e Nd- $T_{\text{DM}}$  (2,9-3,1 e 3,6 Ga) apontadas para o Complexo Guianense indicam retrabalhamento de fontes paleoarqueanas, com contribuição de material juvenil mesoarqueano (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2019, Pinto 2020), enquanto as idades-modelos registradas para o Complexo Tartarugal Grande indicam idades-modelo Hf- $T_{\text{DM}}$  de 3,6 a 4,0 Ga e Nd- $T_{\text{DM}}$  de

3,29 Ga (Milhomem Neto & Lafon 2020), validando assim a hipótese de misturas de fontes distintas para a geração das unidades paleoproterozoicas.

Como apresentado no tópico anterior, o Granito Porto Grande é correlato, em termos petrográficos, deformacionais e de idades de cristalização, a Suíte Vila Bom Jesus. Dados isotópicos Lu-Hf obtidos em dois granodioritos (SJJ-04 e SJJ-07, Figura 29 e 30) da Suíte Vila Bom Jesus indicam assinaturas de Hf distintas a essas duas amostras (Figura 29). O SJJ-04 fornece idades-modelo Hf- $T_{DM}$  de 2,9-3,3 Ga com  $\epsilon_{Hf(2,08Ga)}$  subcondríticos (-4,1 a -9,8) e Nd- $T_{DM}$  de 2,7 Ga com  $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$  de -3,7, em contraposição ao SJJ-07, que fornece idades-modelos Hf- $T_{DM}^C$  de 3,3-3,6 Ga com  $\epsilon_{Hf(2,08Ga)}$  também subcondríticos (-9,8 a -15,6) e Nd- $T_{DM}$  de 2,9 Ga com  $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$  de -5,4. Segundo Vianna *et al.* (2020) as fontes magmáticas dessa unidade estão associadas a mistura de fontes riacianas (juvenis) com assimilação de componentes crustais arqueanos em maior proporção (Vianna *et al.* 2020). A Figura 29 evidencia um contraste de assinaturas isotópicas de Hf nos granodioritos da Suíte Vila Bom Jesus, deixando claro a existência de fontes magmáticas distintas para dois granodioritos da mesma unidade. A contribuição de componentes arqueanos, em diferentes proporções no processo de mistura, com componentes juvenis explica este contraste. O granodiorito SJJ-07 está em contato com o Gnaiss Porfírio e mais próxima do Bloco Amapá, enquanto o granodiorito SJJ-04 é intrusivo em rochas riacianas da Suíte Intrusiva Flexal. Assim, acredita-se que a contribuição de material crustal arqueano foi maior na amostra SJJ-07 do que na amostra SJJ-04, por isso aquela registra idades-modelo Hf- $T_{DM}$  mais antigas (3,3-3,6 Ga; Figura 29). O Granito Porto Grande quando comparado com os granodioritos da Suíte Vila Bom Jesus apresenta assinatura isotópica de Hf intermediária, com forte afinidade com o granodiorito SJJ-04. De maneira geral, o comportamento de Hf nessas rochas indica a importância de componentes crustais arqueanos retrabalhados nas assinaturas verificadas. Tal padrão também é claramente verificado quando são observados os valores de Nd- $T_{DM}$ .

As idades-modelo obtidas para o Granito Porto Grande destacam um contraste de idades entre os métodos utilizados, de modo que a idade-modelo Nd- $T_{DM}$  é mais nova (~300 Ma) que as idades-modelo Hf- $T_{DM}^C$  obtidas nos cristais de zircão de 2,08 Ga. Isso ocorre em função dos procedimentos, pois as idades-modelo Nd- $T_{DM}$  representam uma idade média de formação dos protólitos crustais, sobretudo em rochas de fontes mistas, não representando assim a verdadeira idade de um episódio de formação da crosta (Arndt & Goldstein 1987). Por outro lado, os resultados de Hf são obtidos em grãos individuais e em porções específicas de uma população de cristais de zircão, que podem revelar diferentes histórias evolutivas, bem como a mistura de fontes magmáticas, e assim fornecer resultados mais precisos referentes ao

tempo de residência crustal do que outros métodos (Nebel *et al.* 2007). Outras variáveis importantes devem ser consideradas também nessa balança, como os modelos diferentes de evolução do manto empobrecido para os diferentes sistemas, a escolha da razão  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  crustal para os cálculos de idades-modelo  $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ , dentre outros.

## 9 CONCLUSÕES

Baseando-se nos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos das rochas estudadas, tornou-se possível discutir e redefinir a gênese, a idade de cristalização e o ambiente tectônico do Granito Porto Grande. Adicionalmente, foram apresentados os primeiros dados isotópicos Lu-Hf para a unidade, sendo discutidos em conjunto com os dados Sm-Nd.

As rochas estudadas são biotita sienogranitos, que exibem feições e/ou microestruturas de deformação dúctil sin-tectônica, tais como foliações miloníticas e deformação intracristalina. A caracterização geoquímica destaca uma assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica, ferrosa e peraluminosa, correspondendo a série granitoide de leucogranitos peraluminosos. Assim, denota um caráter evoluído a unidade, principalmente pela abundância de álcalis e de elementos incompatíveis alojados em minerais de cristalização tardia. Os elementos-traço mostram um enriquecimento em HFSE e depleção de Ba, Nb, Sr, P e Ti, enquanto os elementos terras-raras exibem fracionamento em ETR leves e anomalia fortemente negativa de Eu, que indicam o fracionamento do plagioclásio nas fases minerais. Os diagramas tectônicos apontam afinidade do Granito Porto Grande com os ambientes tectônicos sin-colisionais a pós-colisionais (ou tardi-orogênicos), reforçando um tectônica de colisão para estas rochas. Adicionalmente, a geoquímica de elementos-traço também denota esse ambiente, por meio de uma assinatura geoquímica típica de granitos sin-colisionais.

As idades médias ponderadas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordantes em  $2076 \pm 20$  Ma e  $2078 \pm 17$  Ma apontam para a cristalização do Granito Porto Grande e confirmam o caráter sin- a tarditectônico da unidade em relação ao ciclo Transamazônico, contrapondo a idade de  $1842 \pm 23$  Ma obtida anteriormente por evaporação de Pb em zircão. Essa idade riaciana é correlata com outros granitoides sin- a tardi-tectônicos da região (p. ex. Suíte Vila Bom Jesus, 2,08 Ga). Heranças mesoriacianas (~2,20 Ga) e neoarqueanas (~2,57 Ga) foram encontradas e podem representar componentes herdados de unidades paleoproterozoicas do Domínio Lourenço (p. ex. Suíte Intrusiva Flexal) e de unidades arqueanas do embasamento cristalino (p. ex. Complexo Guianense, Complexo Tartarugal Grande ou Metagranitoide Pedra do Meio), respectivamente.

Os resultados quando avaliados em conjunto fornecem um indicativo preciso acerca do ambiente tectônico do Granito Porto Grande. Assim, as características petrográficas, geocronológicas e a assinatura geoquímica denotam um caráter sin- a tardi-colisional para estes granitos e são pertinentes quando se analisa o contexto do sudeste do Escudo das Guianas em ~2,08 Ga. Esse período é marcado naquele setor por um regime transcorrente sinistral e de convergência de massas continentais, que resultaram em colisão e,

consequentemente, na formação de diversos corpos graníticos, dentre eles o Granito Porto Grande.

As assinaturas isotópicas Hf-Nd indicam forte contribuição de material crustal arqueano na geração desta unidade. As idades-modelo Hf- $T_{DM}^C$  de 3,1-3,6 Ga e Nd- $T_{DM}$  de 2,8-2,9 Ga apontam fontes magmáticas mesoarqueanas a paleoarqueanas enquanto os parâmetros petrogenéticos  $\epsilon_{Hf}$  e  $\epsilon_{Nd}$  subcondríticos indicam a dominância de retrabalhamento crustal por fusão parcial das rochas geradas por estas fontes mesoarqueanas a paleoarqueanas. O tempo de residência crustal da unidade é de ~700 a 1100 Ma, de acordo com a sistemática isotópica utilizada. As heranças de ~2,20 Ga forneceram assinaturas de Hf contrastantes das demais populações observadas e sugerem mistura de fontes magmáticas distintas, ao menos duas, na geração da unidade. Em razão da idade-modelo Nd- $T_{DM}$  mais nova do biotita sienogranito JAP18-05 em relação aos episódios arqueanos de crescimento crustal registrados no Bloco Amapá, a mistura de fontes torna-se sugestiva entre componentes juvenis riacianos, decorrente do ciclo Transamazônico, e os componentes crustais arqueanos assimilados.

A correlação entre o Granito Porto Grande e a Suíte Vila Bom Jesus indicou que essas unidades são similares apenas nas características petrográficas e em idade de cristalização, enquanto que as características geoquímicas e isotópicas são contrastantes, principalmente em termos de séries magmáticas, distribuição de elementos-traço e ETR, ambiente tectônico e sutilmente na assinatura isotópica de Hf. Sendo assim, tais condições não permitem estas unidades sejam associadas e/ou agrupadas em uma única filiação geoquímica ou magmática, a não ser que estas representem variações composicionais dentro de um grande sistema geoquímico e/ou magmático.

## REFERÊNCIAS

- Ahrens L.H. 1955. Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **8**: 1-5.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck P.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Almeida F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth Science Reviews*, **50**: 77-111.
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Aberg 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 e abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**: 893-895.
- Avelar, V.G. 2002. *Geocronologia Pb–Pb em zircão e Sm–Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 213 p
- 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 Neoarchean signatures. *Geologie de la France*, (2-3-4): 83-100.
- Barbosa J.P.O., Chaves C.L., Costa Neto M.C., Anjos G.C., Rosa-Costa, L.T., 2013. *Projeto geologia da Folha Macapá - NA.22-Y-D*. Escala 1:250.000. Belém, CPRM. (Programa Geologia do Brasil). 1 mapa.
- 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. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 116p.
- Barreto C.J., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T. 2009. Magmatismo eoriaciano (2,26 Ga) na porção norte do Bloco arqueano Amapá: nova evidência e implicações geodinâmicas. In: SBG-Núcleo Norte, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Anais[...]* Manaus, 1 CD-ROM.
- Barreto C.J., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Dantas E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from 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.

- Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**: 602–622.
- Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. 2009. Rejuvenation vs. recycling of Archean crust in the Gawler Craton, South Australia. Evidence from U–Pb and Hf isotopes in Detrital Zircon. *Lithos*, **113**: 570–582.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**: 457–466.
- 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.
- Bertotti A.L. 2005. *Metodologia Samário/Neodímio: uma abordagem analítica simplificada e alguns exemplos aplicativos*. Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 105p.
- Bertotti A.L. 2012. *Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS*. PhD Theses, PPGG-UFRGS, Porto Alegre, 162 p.
- Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, **40** (2): 117-127.
- Borges A.A.S., Lafon J.M., Villas R.N.N. 2002. Magmatismo tardi-transamazônico na Serra do Navio, região central do Amapá: evidências geocronológicas. In: SGB-NE, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais[...]*, João Pessoa, p. 435.
- 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 compositions of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**: 48-57.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements; Meteorite Studies. In: Henderson P. (ed). *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, Sci. Publ. Co., p. 63-114.
- 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.
- Coelho D.N. 2014. *Petrografia e geoquímica do Granito Porto Grande, SE do Escudo das Guianas – AP*. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação em Geologia, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, 62p.
- 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: 2º Congresso Geológico Chileno, *Atas[...]* Arica, p. 137-148.

- Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher Jr. R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Martinez Catalán J.R. (orgs.). *The 4D Framework of Continental Crust*. Boulder, Colorado: Geological Society of America Book Editors 200, p. 297-320. (GSA Memoir).
- Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**: 396-407.
- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa M.L.C., Angélica R.S. (cords.). *Contribuição à geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p. 15-90.
- Debon F. & LeFort P. 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transaction Royal Society of Edinburgh*, **73**:135-149.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd ed. New York, Wiley; Essex, Longman Scientific and Technical, 696 p.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Theveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. **2-3-4**: 5-58.
- Delor C., Roever E.W.F., Lafon J.M., Lahondère D., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A. 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France – Special Guiana Shield*., BRGM – SGF Editor, (2-3-4): 207-230.
- De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183–210.
- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 10470- 10488.
- Dickin A.P. 2005. *Radiogenic isotope geology*. 2nd edition. Cambridge, Cambridge University Press, 480p.
- Faure G. 1986. *Principle of isotope geology*. 2nd ed. New York, Wiley, 589p.
- Faure G. & Mensing T.M. 2005. *Isotopes: principles and applications*. 3rd ed. New York, John Wiley Ed., 897p.
- Fraga L.M., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Costa J.B.S. 2009. 1.94-1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guiana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Science*, **27**: 247–257.

- Fraga L.M. & Cordani U. 2019. Early Orosirian tectonic evolution of the Central Guiana Shield: insights from new U-Pb SHRIMP data. *In: SAXI- XI Inter Guiana Geological Conference*. Paramaribo, Suriname. *Extended abstract*, p. 59–62.
- Faraco M.T.L. & Théveniaut, H. 2011. *Geologia da porção brasileira da folha Oiapoque, NA-22-V-B, estado do Amapá*, escala 1:250.000. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 112p.
- 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. de. (eds.). Carta geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas – SIG*. Brasília,DF, CPRM. (Programa Geologia do Brasil).
- Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Moura C.V., Macambira M.J.B. 2004b. Idades-modelo Sm-Nd e idade  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  em zircão no Distrito de Ipitinga, reserva nacional do cobre e seus associados-RENCA. *In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia*, Araxá. *Anais[...]* 1 CD-ROM.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A Geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2033–2048.
- Frost B.R. & Frost C.D. 2014. *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge, Cambridge University Press, 303p.
- Geraldes M.C. 2010. *Introdução a geocronologia*. 1 ed. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geociências, 146p.
- Gibbs A.K. & Barron C.N. 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. New York, Oxford University Press. Claredon Press, 245p.
- 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., 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**: 231-282.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A. 2006. Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500. *Chemical Geology*, **233**: 358-363.
- Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. 2015. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **170**: 1–26.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. *In: 2º Symposium Amazônico*. Manaus, *Anais[...]*, v. 1, p. 129-148.

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 e uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40**(3): 311-332.

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.

Jacobsen S.B. & Wasserburg G.J. 1984. Sm-Nd isotopic evolution of chondrite. *Earth Planetary Science Letters*, **66**: 191-213.

Jäger E. & Hunziker J.C. 1979. *Lectures in isotope geology*. 1st ed. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 332 p.

Janousek V., Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* **47**(6): 1255-1259.

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

Kroonenberg S.B., Roever 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 – Géologie en Mijnbouw*, **95**: 491-522.

Lafon J.M., Avelar V.G., Rossi P., Delor C., Guerrot C., Pidgeon R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2.1 Ga) in southeastern Guiana shield. *In: SBG, 31<sup>o</sup> International Geological Congress, Anais[...]*, Rio de Janeiro. 1 CD-ROM.

Lafon J.M. & Rosa-Costa L.T. 2020. Compartimentação tectônica na porção sudeste do Escudo das Guianas: as províncias Maroni-Itacaiúnas e Amazônia Central. *In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves B.B. (org.). Geocronologia e evolução tectônica do continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. 1ed. São Paulo, Solaris Edições Culturais, v. 1, p. 79-91.

Le Maitre R.W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks*. 2nd ed. Cambridge, New York, Melbourne, Cambridge University Press. 236p.

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, v. 6, 120p.

Lima M.I.C.; Oliveira E.P.; Tassinari C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. *In: SBG-NO, 1<sup>o</sup> Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos expandidos*, Belém, p. 147-162.

- Ludwig K.R. 2003. *User's manual for Isoplot/Ex version 3.00* – a geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70 p.
- 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-Paleoproterozoico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SBG-NO, 10º Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho, *Anais[...]*, 1 CD-ROM.
- Matteini M., Dantas E.L, Pimentel M.M., Bühn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2): 479-491
- Milhomem Neto J.M. 2018. *U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: metodologia e aplicação no estudo da evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Pará, Belém. 203 p.
- Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2020. Crustal growth and reworking of Archean crust within the Rhyacian domains of the southeastern Guyana Shield, Brazil: evidences from zircon U-Pb-Lu-Hf and whole-rock Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **103**: 102740.
- 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*, **10**: 1477-1506.
- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A. 2017a. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. **10**: 195-208.
- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A., Moura C.A.V. 2017b. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. v. 10, p. 333-346.
- Montalvão R.M.G. & Tassinari C.C.G. 1984. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brazil). In: SBG, MME-DNPM 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais[...]*. Manaus, p. 54-57.
- 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-ICPMS. *Chemical Geology*, **255**: 231–235.
- Nardi L.V.S. 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisa em Geociências*, **43**(1): 85–99.

- 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.
- Nogueira S.A.A. 2002. *Contribuição ao estudo metalogenético do depósito de ouro de Salamangone, Distrito aurífero de Lourenço, Amapá*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 230 p.
- Nomade S., Knight K.B., Beutel E., Renne P.R., 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.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, **525**: 79-84.
- 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**(1): 116-129.
- Paiva H.P.S. 2016. *Caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica U-Pb das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande, sudeste do Escudo das Guianas, Amapá*. Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 89 p.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*, 2nd ed. Germany, Springer-Verlag, 366 p.
- Patchett, P.J. & Tatsumoto, M., 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**: 263–267
- 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.
- Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**: 279-297.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Peccerillo A. & Taylor T.S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from kastamonu area, northern turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **58**: 63–81.
- Pimentel M.M., Spier C.A., Ferreira Filho C.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.

Pinto J.A.E. 2020. *Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Hf-Nd de rochas arqueanas da porção norte do Bloco Amapá, sudeste do Escudo das Guianas – AP*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 76p.

Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Vasquez M.L., Vale A.G., Macambira E.B.M., Araújo O.J.B. 2001. *Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I*. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

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

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

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 – Serviço Geológico do Brasil, 159 p.

Rosa-Costa L.T., Sousa C.S., Costa Neto M.C, Chaves C.L. 2018. *Geologia e recursos minerais da Folha Lourenço – NA. 22-V-D, Estado do Amapá*, Escala 1:250.00. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 118 p.

Russel 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.

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.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM.

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: SBG-NO, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...].

Santos M.M. 2015. *Desenvolvimento de padrões de zircão para geocronologia U-Pb e análises isotópicas de Hf por laser ablation ICP-MS*. Dissertation, Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas, Ouro Preto. 115p.

Santos M.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A.S., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards & Geoanalytical Research*, **41**: 335-358.

Sato K. 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul-Americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 297 p.

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

Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM. 673 p.

Shand S.J. 1943. *The eruptive rocks*. New York, Wiley. 444 p.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. 2008 Plešovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**: 1–35.

Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M. 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, **7**: 581–589.

Silva L.C. 2006. *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil. Brasília,DF, CPRM. 150 p.

Silva D.P.B. 2013. *Petrologia, estrutura e geocronologia dos granitoides de Tartarugalzinho, estado do Amapá*. Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia. UFPR, Curitiba, Paraná, 159 p.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The <sup>176</sup>Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letter*, **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.

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

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. de. (org.). *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471-486.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, **22**: 174–182.

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., Thomaz Filho, A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 41-95.

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**: 213-27.

Théveniaut H. & Faraco M.T.L. 2008. *Carte Géologique/Carta Geológica; Saint-Georges de L'Oiapocke-Oiapoque (NA.22-V-B)*: Echelle/Escala 1:250.000. Orléans-Fr; Belém-Pa, BRGM/CPRM, 1 map, color, 1,40 x 0,80m.

Thiéblemont D. & Tegye M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées 11 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.

Thirlwall M.F. & Anczkiewicz R. 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MC–ICP–MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal Mass Spectrometry*, **235**: 59–81

Trow R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. 2010 *Atlas of mylonites and related microstructures*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag. 322 p.

Vanderhaegue O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési 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. & Lafon J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas e Estados do Amapá e Pará, Brasil. *In*: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia. *Anais[...]*. Belém, 1 CD-ROM.

Vergara M.D., Torquato J.R., Kawashita, K. 1998. Geocronologia Nuclear. Capítulo IX: Método Samário-Neodímio. *Revista de Geologia*, **11**: 53-85.

Vervoort J. 2015. Lu-Hf dating: the Lu-Hf isotope system. *In*: Rink W. J., Thompson J. W., Heaman L. M., Jull A. T., Paces J. B. (eds.). *Encyclopedia of scientific dating methods*. Dordrech, Springer Science Business Media, p. 379-390.

Vianna S.Q. 2019. *Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Nd-Hf dos granitoides transamazônico do Domínio Lourenço, sudeste do Escudo das Guianas*. Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 103 p.

Vianna S.Q., Lafon J.M., Milhomem Neto J.M., Silva D.P.B., Barros C.E.M. 2020. U-Pb geochronology, Nd-Hf isotopes, and geochemistry of Rhyacian granitoids from the Paleoproterozoic Lourenço domain (Brazil), southeastern Guiana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**: 102937.

Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-409.

Wetherill G.W. 1956. An interpretation of the rhodesia and witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, **9**: 290-292.

Winter J.D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Upper Saddle River, Prentice Hall Inc., 697p.