



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 575

**EVOLUÇÃO DA PORÇÃO NORDESTE DO DOMÍNIO
BACAJÁ A PARTIR DE DADOS U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO
E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL**

Dissertação apresentada por:

LUCAS BAÍA MAGALHÃES

ORIENTADOR: Prof. Dr. Moacir José B. Macambira (UFPA)

**BELÉM - PARÁ
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M188e Magalhães, Lucas Baía

Evolução da porção Nordeste do Domínio Bacajá a partir de dados U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total / Lucas Baía Magalhães. — 2019.

xiii, 70 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Domínio Bacajá. 2. U-Pb e Lu-Hf por LA-ICPMS. 3. Zircão. I. Título.

CDD 551.701



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

**EVOLUÇÃO DA PORÇÃO NORDESTE DO DOMÍNIO
BACAJÁ A PARTIR DE DADOS U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO
E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL**

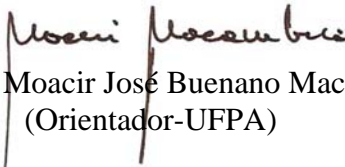
Dissertação apresentada por


LUCAS BAÍA MAGALHÃES

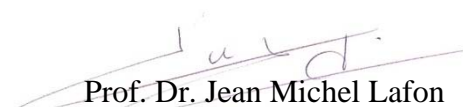
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA Linha de Pesquisa GEOCRONOLOGIA E
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

Data de Aprovação: 29 / 12 / 2019

Banca Examinadora:


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


Prof. Dr. Marcelo Lacerda Vasquez
(Membro-CPRM)


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
(Membro-UFPA)

Dedico esta dissertação à minha família

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo fornecimento de infraestrutura necessária para a realização deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio financeiro e à bolsa de estudos para o desenvolvimento do trabalho (Processo 428287/2016-6, Chamada Universal 01/2016 – Faixa C)

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), por meio da Superintendência Regional de Belém (SUREG/PA), pela disponibilização de amostras de mão, lâminas, bem como o apoio dos laboratórios de separação de minerais e o de microscopia eletrônico de varredura (MEV).

Aos meus caros amigos da Geologia (2010), em especial ao Adson Pinheiro, Rômulo Amaral, Edson Louzada e Nayra Chagas.

Aos companheiros do Pará-Iso, em especial a Elma Oliveira, João Milhomem, Prof. Marco Galarza e Paulo Bahia.

Aos laboratórios de Microanálises da UFPA, em especial ao Prof. Cláudio Lamarão e ao geólogo Dr. Marcelo Vasquez pelas significativas contribuições neste trabalho.

Aos geólogos Edésio Macambira e Paulo Ricci, da CPRM/Sureg Belém, pela sugestão do tema da dissertação e discussões sobre a geologia da Folha Tucuruí.

Ao meu orientador Moacir Macambira, por toda a sua orientação, parceria, paciência e seu bom-humor inspirador.

A minha eterna companheira de todos os momentos da minha vida: Nayara Ribeiro.

A minha família, pelo imenso incentivo e apoio na minha educação aliada com muito afeto.

RESUMO

A borda norte-nordeste do Cráton Amazônico é definida como uma extensa faixa paleoproterozoica cuja evolução (2,2 – 1,95 Ga) está relacionada principalmente ao Ciclo Transamazônico. No segmento meridional dessa faixa, no Escudo Brasil Central, está localizado o Domínio Bacajá, constituído por porções formadas no Arqueano e orógenos do Riáciano. Esse domínio é composto por granitoides e charnockitoides intrusivos, ortognaisses, granulitos, migmatitos e rochas supracrustais. Neste estudo, a partir da análise petrográfica, dados geocronológicos U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total foi possível elaborar uma evolução da crosta continental dessa região do Neoarqueano ao Riáciano, destacando a relação dos terrenos arqueanos com os granitoides/charnockitoides correlacionados ao Ciclo Transamazônico. No norte da Folha Tucuruí (nordeste do Domínio Bacajá) foram descritos ortognaisses (Complexo Aruanã), que apresentam fortes feições de retrometamorfismo identificados em texturas típicas de alto grau metamórfico (texturas granoblástica/interlobada) pela associação a uma assembleia mineral hidratada de grau mais baixo com anfibólio (Anf) e biotita (Bt). Texturas coroníticas e pseudomorfos de ortopiroxênio (Opx) para Anf e Bt e a presença de antipertitas são também evidências que corroboram esse fenômeno. Os ortognaisses apresentam idade de 2630 ± 15 Ma, registro mais antigo obtido neste estudo, e representam fragmentos de uma crosta retrabalhada ($\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ apresenta valores subcondríticos = -0,3 a -1,7 e $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -3,08$ a -2,98), cujas idades modelo Hf- T_{DM}^C e Nd- T_{DM} apontam que o material que deu origem a esse ortognaisse foi extraído do manto no Mesoarqueano (3,0-3,2 Ga). As suítes intrusivas riácianas são caracterizadas por uma associação de granitoides e charnockitoides maciços, textura granular hipidiomórfica bem definida, e rochas deformadas por efeitos de milonitização (zonas de cisalhamento), além de um enclave de ortogranulito riáciano, caracterizado por textura granoblástica poligonal. Essas rochas riácianas se colocaram no período de 2,12-2,09 Ga e 2,08-2,06 Ga e cristais do ortogranulito evidenciaram um evento metamórfico de alto grau ca. 2,09 Ga. Os zircões identificados do ortogranulito de 2,12 Ga são interpretados como relacionados a um arco magmático (estágio pré-colisional) na margem de um continente Neoarqueano. Além disso, os isótopos de Pb e Hf mostram que a rocha de 2,12 Ga se formou a partir de uma crosta acrescida no neoarqueano (ca. 2,6 Ga), que sofreu um evento metamórfico de 2,09 Ga de alto grau em um estágio descompressional. Por fim, as rochas ígneas de 2,08 a 2,06 do NE do Domínio Bacajá se formaram a partir da crosta continental acrescida durante o Neoarqueano (2,8-2,5 Ga) e que o evento magmático pós-colisional do DB se estendeu até 2,06 Ga.

Palavras-chave: Domínio Bacajá. Ciclo Transamazônico. U-Pb e Lu-Hf por LA-ICP-MS. Zircão. Sm-Nd em rocha total.

ABSTRACT

The north-northeast border of the Amazonian Craton is defined as an extensive paleoproterozoic belt whose evolution is related to the Transamazonic Cycle (2.2 - 1.95 Ga). In the southern segment of this belt, in the Central Brazil Shield, is located the Bacajá Domain that consists of portions formed in the Archean and Rhyacian orogens. This Domain is composed of intrusive granitoids and charnockitoides, orthognaisses, granulites, migmatites and supracrustal rocks. In this study, by petrographic analysis, geochronological data U-Pb and Lu-Hf in zircon and Sm-Nd in total rock, it was possible to elaborate an evolution of the continental crust of this region from the Neoproterozoic to the Rhyacian, highlighting the relationship of the Archean terranes with the granitoids/charnockitoides correlated to the Transamazonic Cycle. Orthognaisses located to the north of Tucuruí Sheet (Aruanã Complex) present strong features of retro-metamorphism identified in typical high metamorphic textures (granoblastic/interlobed textures) by association with a lower grade hydrated mineral amphibole assembly (Anf) and biotite (Bt). Coronitic textures and orthopyroxene (Opx) pseudomorphs for Anf and Bt and the presence of antiperthites are also evidences that corroborate this phenomenon. These orthognaisses are 2630 ± 15 Ma, the oldest record obtained in this study. They represent fragments of a reworked crust ($\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ have subchondritic values of -0.3 to -1.7 and $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -3.08$ to -2.98) whose model ages Hf- T_{DM}^C and Nd- T_{DM} indicate that the material giving rise to this orthognaisses was extracted from the mantle in the Mesoarchean (3.0-3.2 Ga). The Rhyacian intrusive suites are characterized by an association of massive granitoids and charnockitoides with well-defined hypidiomorphic granular texture and rocks deformed by the effects of shear zones. In this area is also described a xenolith of orthogranulite characterized by polygonal granoblastic texture. These rocks were placed in the period of 2.12-2.09 Ga and 2.08-2.06 Ga and crystals of the orthogranulite identify a high-grade metamorphic event ca. 2.09 Ga. The identified zircons of the 2.12 Ga orthogranulite are interpreted as related to a magmatic arc (pre-collisional stage) on the edge of a Neoproterozoic continent. In addition, the isotopes of Pb and Hf show that the 2.12 Ga rock formed from an accreted neoproterozoic crust (ca. 2.6 Ga), which suffered a high grade 2.09 Ga metamorphic event (in a decompression stage). Finally, the igneous rocks from 2.08 to 2.06 NE of the Bacajá domain formed from the continental crust accreted during the Neoproterozoic (2.8-2.5 Ga) and that the post-collisional magmatic event of DB extended to 2.06 Ga.

Keywords: Bacajá. Transamazonian Cycle. U-Pb and Lu-Hf by LA-ICP-MS. Zircon. Sm-Nd in total rock.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

- Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo e amostragem.....3
- Figura 2 - Mapas esquemáticos do Cráton Amazônico com a localização da área de estudo, as províncias geocronológicas, baseadas em Tassinari & Macambira (2004) e os diferentes segmentos da PAC e PMI.....4
- Figura 3 - Mapa geológico da porção nordeste do Domínio Bacajá, com base nas Folhas Tucuruí, Bacajá e Repartimento (Barros & Besser 2015, Macambira & Ricci 2013, Macambira *et al.* 2016).....5
- Figura 4 - Microtexturas das rochas do Complexo Aruanã. A) Porfiroclastos de anfibólio, e cristais de ortopiroxênio e biotita em matriz quartzo-feldspática em arranjo granoblástico poligonal. B) Textura uralítica em ortogranulito. C) Intercrescimento simplectítico de anfibólio e quartzo. D) Remanescentes de cristais de ortopiroxênio substituído por clinopiroxênio. Fotomicrografias em A, B e D foram tomadas em nicóis cruzados, a C em luz natural. *Opx* – ortopiroxênio, *Anf* – anfibólio, *Bt* – biotita, *Simpl.* – Simplectito, *Cpx* – clinopiroxênio.....24
- Figura 5 - Microtexturas das rochas granulíticas indiscriminadas. A) e B) Trama granoblástica poligonal (anfibólio e piroxênio), enquanto que a biotita apresenta uma orientação preferencial. C) Ortopiroxênios e plagioclásios orientados. Microtextura de rocha do Complexo Bacajaí. D) Textura granular com grau de recristalização baixo, rocha de granulação grossa. Fotomicrografias em B, C e D foram tomadas em nicóis cruzados, a A em luz natural. *Opx* – ortopiroxênio, *Bt* – biotita, *Cpx* – clinopiroxênio, *Pl* – plagioclásio.....25
- Figura 6 - Microtexturas das rochas da Suíte Intrusiva Arapari (A e B) e Suíte Intrusiva João Jorge (C e D). A) *ribbons* quartzo em volta de cristais de plagioclásio. B) Feições de exsolução, mimerquítas. C) e D) Textura granular hipidiomórfica.....27

CAPÍTULO II

- Figura 1 - Mapa geológico simplificado da Folha Tucuruí SA. 22-Z-C com a localização das amostras deste estudo e trabalhos anteriores. Fonte: Modificado de (Macambira & Ricci 2013)32
- Figura 2 - Microtexturas do Complexo Aruanã (Amostra EM161A). A) Matriz quartzofeldspática em arranjo granoblástico com contatos interlobados e poligonais. B) Titanitas recristalizadas e orientadas com as lamelas de biotita. Ambas fotomicrografias foram tomadas com nicóis cruzados.....36
- Figura 3 - Microtexturas do Complexo Bacajaí e do ortogranulito indiscriminado. A) Plagioclásio e ortopiroxênios orientados. B) Trama granoblástica interlobada e poligonal. C) Porfiroclastos de microclínio com mimerquitas no seu entorno. D) Biotitas e plagioclásios fortemente orientados resultadado de uma deformação milonítica. Fotomicrografias tomadas com nicóis cruzados.....37
- Figura 4 - Microtexturas das Suítes Intrusivas Arapari e João Jorge. A) Porfiroclastos de plagioclásio poiquilítico com *ribbons* quartzo no seu entorno. B) Textura inequigranular hipidiomórfica.....38
- Figura 5 - Imagens em catodoluminescência de cristais de zircão representativos do ortognaisse EM-161A (Complexo Aruanã) e do ortogranulito PR-143. Os círculos menores e maiores são referentes aos pontos das análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.....44
- Figura 6 - Imagens em catodoluminescência de cristais de zircão representativos do metatonalito EM-100 (Complexo Bacajaí), monzogranito PR-170 (Complexo Bacajaí) e o sienogranito PR-165 (Suíte Intrusiva Arapari). Os círculos menores e maiores são referentes aos pontos das análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.....45
- Figura 7 - Imagens em catodoluminescência de cristais de zircão representativos do granodiorito EM-55 (Suíte Intrusiva João Jorge). Os círculos menores e maiores são referentes aos pontos das análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.....46
- Figura 8 - Diagramas Concórdia para rochas do Domínio Bacajá. As análises representadas pelas elipses vermelhas foram desconsideradas nos cálculos de idade.....52
- Figura 9 - Diagrama ϵ_{Hf} vs Tempo (Ga) para as rochas do NE do Domínio Bacajá.....53

Figura 10 - Diagrama ϵNd vs Tempo (Ga) para as rochas do NE do Domínio Bacajá.....53

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO I**

Tabela 1 - Síntese de dados geocronológicos das unidades da porção NE do DB.....16

Tabela 2 - Parâmetros e configurações do espectrômetro e do laser para análise U-Pb.....19

Tabela 3 - Parâmetros e configurações do espectrômetro e do laser para análise Lu-Hf.....20

CAPÍTULO II

Tabela 1 - Dados isotópicos U-Pb em zircão de unidades do Domínio Bacajá.....47

Tabela 2 - Dados isotópicos Lu-Hf em zircão.....50

Tabela 3 - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras estudadas. Idades modelo calculadas a partir do modelo de evolução do Nd para o manto empobrecido de DePaolo (1981).....51

Tabela 4 - Síntese dos dados obtidos: U-Pb/Lu-Hf e Sm-Nd, com a discriminação dos eventos magmáticos identificados no NE do Domínio Bacajá.....57

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xiii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E AMOSTRAGEM.....	2
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	2
1.4 PROBLEMÁTICA DE ESTUDO.....	6
1.5 OBJETIVOS.....	7
1.5.1 Objetivo geral	7
1.5.2 Objetivos Específicos	7
1.6 GEOLOGIA DO NORDESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ.....	8
1.7 MATERIAIS E MÉTODOS.....	16
1.7.1 Materiais	16
1.7.2 Métodos	17
1.7.2.1 Geocronologia U-Pb em zircão.....	17
1.7.2.2 Geocronologia Lu-Hf em zircão.....	19
1.7.2.3 Geocronologia Sm-Nd em rocha total.....	21
1.8 PETROGRAFIA.....	22
1.8.1 Complexo Aruanã	22
1.8.2 Ortogranulito indiscriminado	23
1.8.3 Complexo Bacajaí	24
1.8.4 Suíte Intrusiva Arapari	26
1.8.5 Suíte Intrusiva João Jorge	26

CAPÍTULO 2 EVOLUÇÃO DE UM SEGMENTO RIACIANO NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO COM BASE EM DADOS U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL: O CASO DO NORDESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ	28
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO	29
2.3 METODOLOGIA.....	33
2.3.1 Preparação das amostras	33
3.2 ANÁLISES U-Pb EM ZIRCÃO	34
3.3 ANÁLISES Lu-Hf EM ZIRCÃO	34
3.4 ANÁLISE Sm-Nd EM ROCHA TOTAL	35
4 PETROGRAFIA	35
4.1 EM-161: GNAISSE MONZOGRANÍTICO - COMPLEXO ARUANÃ.....	35
4.2 PR-143: ORTOGRANULITO.....	36
4.3 PR-170: MONZOGRANITO - COMPLEXO BACAJAÍ.....	36
4.4 EM-100: METATONALITO - COMPLEXO BACAJAÍ.....	36
4.5 PR-165: SIENOGRANITO - SUÍTE INTRUSIVA ARAPARI	37
4.6 EM-55: GRANODIORITO - SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE	38
5 RESULTADOS ISOTÓPICOS	38
5.1 DADOS ACOPLADOS DE U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-ICPMS.....	38
5.1.1 Complexo Aruanã	39
5.1.2 Ortogranulito PR-143	39
5.1.3 Complexo Bacajaí	40
5.1.4 Suíte Intrusiva Arapari	41
5.1.5 Suíte Intrusiva João Jorge	42
5.2 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.....	42
6 DISCUSSÃO	54
6.1 INTEGRAÇÃO DOS DADOS U-Pb e Lu-Hf EM ZIRCÃO E Sm-Nd DAS ROCHAS DO NORDESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ	54
6.2 EVOLUÇÃO CRUSTAL DO DOMÍNIO BACAJÁ.....	58
7 CONCLUSÕES	60
8 CONCLUSÕES	66
REFERÊNCIAS	67

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

No Escudo das Guianas, a região nordeste do estado do Pará apresenta duas extensas províncias geocronológicas: Maroni-Itacaiunas (PMI) e Amazônia Central (PAC) (Tassinari & Macambira 2004). Ambas províncias foram alvos, e ainda estão sendo, de investigações que resultaram em um aprofundamento da compressão de sua evolução crustal. Em consequência desses estudos, seus limites foram reconsiderados e com o tempo se definiu uma região, na porção meridional da PMI, atualmente conhecida como Domínio Bacajá (DB) (Santos 2003, Teixeira *et al.* 1989). Muitos trabalhos avançaram na compreensão dessa região e foram identificadas características que a distinguiram da região de Carajás, a qual faz limite com o DB (inclusive na PAC). Uma dessas distinções foi o reconhecimento que os registros arqueanos do DB foram retrabalhados no Ciclo Transamazônico (Cordani *et al.* 1984) e posteriormente Vasquez *et al.* (2008b) consideraram que tal retrabalhamento é resultado em grande parte do retrabalhamento da crosta arqueana da Província Carajás. É consolidado que o DB é um domínio riaciano, todavia, a extensão e compreensão dos registros arqueanos são ainda alvo de estudo, assim como sua relação com a Província Carajás. Além disso, há o estudo das rochas riacianas e sua relação com o Ciclo Transamazônico. Com o objetivo de contribuir para estas questões geológicas dessa região foi elaborado este estudo na forma de dissertação cujo título é “Evolução da porção nordeste do Domínio Bacajá a partir de dados U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total” e teve o suporte do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) e foi realizado em cooperação com a Superintendência Regional de Belém do Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

A estrutura deste estudo compreende três capítulos. O capítulo I apresenta o trabalho, localização da área de estudo, contextualização regional e destacam-se aspectos gerais do Domínio Bacajá. Em seguida, são definidos a problemática, objetivos e métodos de trabalho e descrições petrográficas da área de estudo. No capítulo II, são apresentados os resultados da análise U-Pb e Lu-Hf por LA-ICPMS e Sm-Nd em rocha total no formato de artigo científico, que se pretende submeter, posteriormente, a uma publicação periódica de geociências. No capítulo III é sumarizada a hipótese evolutiva e são apresentadas as conclusões.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E AMOSTRAGEM

A área de estudo está localizada na porção centro-oriental do Estado do Pará e engloba, em parte, os municípios de Bagre, Breu Branco, Cairari, Joana Peres, Maracajá, Novo Repartimento, Pacajá, Pedreira, Portel, São Joaquim do Itaquara, Tucuruí e Umarizal do Tocantins. Ela tem seus limites geográficos limitados pelos paralelos 3°S e 4°S e meridianos 49°30'W e 51°00' W, os quais representam o polígono da Folha Tucuruí SA.22-Z-C. As principais vias de acesso são as rodovias Transamazônica (BR-230), Tucuruí-Novo Repartimento (BR-422), Transcmetá (PA-156) e através de estradas, vicinais e ramais. Na figura 1 é apresentada a localização da área de estudo e a amostragem das rochas que foram descritas petrograficamente e analisadas para geocronologia.

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Modelos de compartimentação tectônica do Cráton Amazônico, com base em geocronologia, foram elaborados por diversos autores (p.ex. Amaral 1974, Cordani *et al.* 1979, Teixeira *et al.* 1989). Atualmente, os dois modelos predominantes e atualizados nas discussões sobre o tema são os de Tassinari & Macambira (1999, 2004), Santos *et al.* (2000, 2006, 2008). Apesar de ambos seguirem uma concepção mobilista comum sobre a evolução tectônica do Cráton (concebida inicialmente por Cordani *et al.* 1979), são constatadas algumas divergências quanto às denominações das províncias e seus limites geográficos-geocronológicos.

No caso específico da Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), segundo Tassinari & Macambira (1999), é uma província definida como uma larga faixa na borda norte-nordeste do Cráton Amazônico cuja evolução principal ocorreu no intervalo de 2,2 a 1,95 Ga. Enquanto, por outro lado, Santos (2003) a renomeou de Província Transamazonas (PT), retrçou seus limites e a definiu como um cinturão orogênético que evoluiu entre 2,26 a 2,06 Ga. Apesar dessas diferenças, é uma região caracterizada predominantemente por rochas geradas e afetadas pelo Ciclo Transamazônico, sendo reconhecidos registros de rochas arqueanas no seu interior.

Na PMI foi reconhecido o retrabalhamento de rochas durante o Ciclo Transamazônico, com base em dados geocronológicos de K-Ar e Rb-Sr (Cordani *et al.* 1984) e a partir de dados Rb-Sr foram discutidos eventos de acreção na PMI (Santos *et al.* 1988, Teixeira *et al.* 1989). Posteriormente, com métodos geocronológicos mais robustos, Sato & Tassinari (1997) apresentaram dados Sm-Nd e discutiram os eventos de acreção e retrabalhamento na PMI.

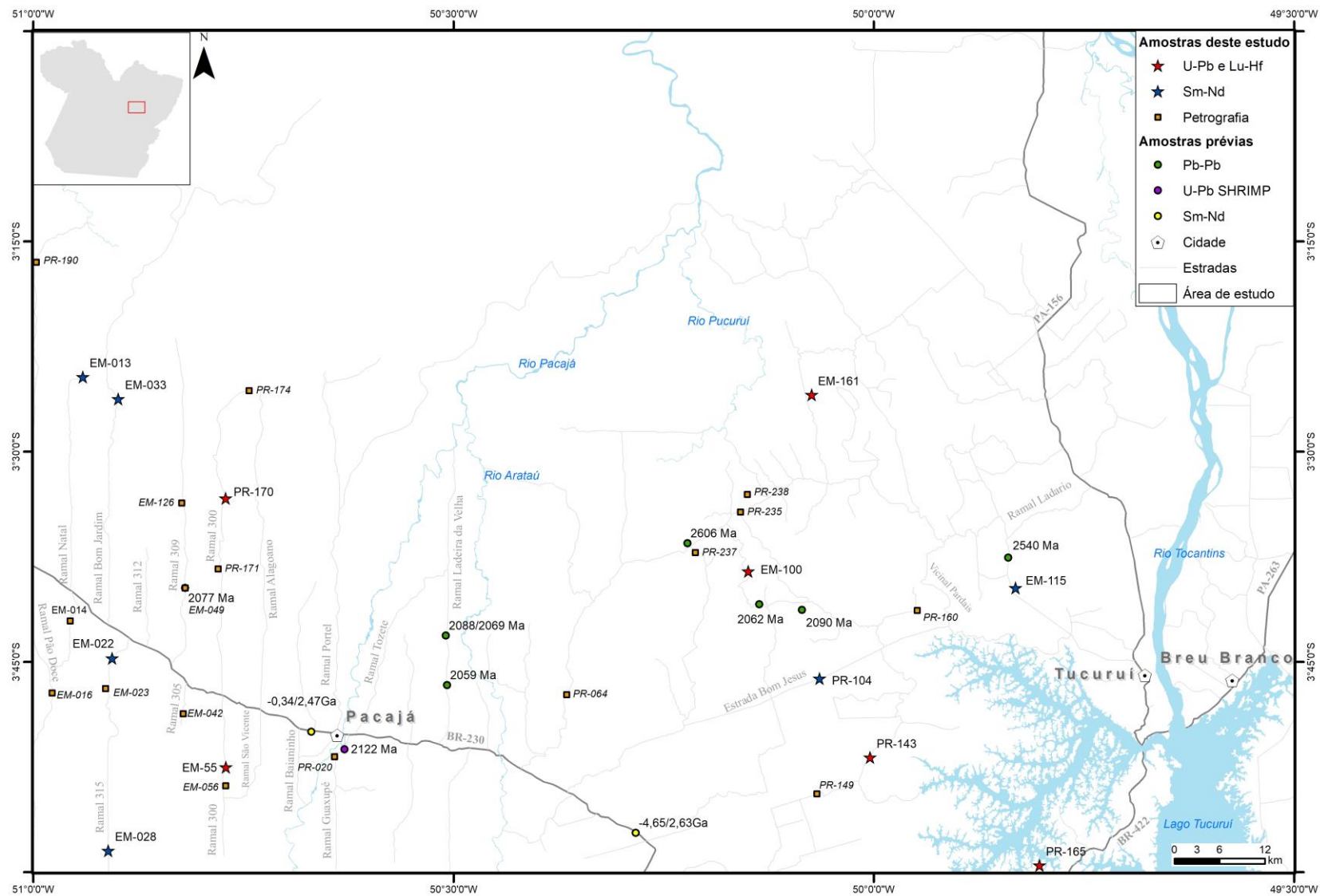


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo e amostragem.

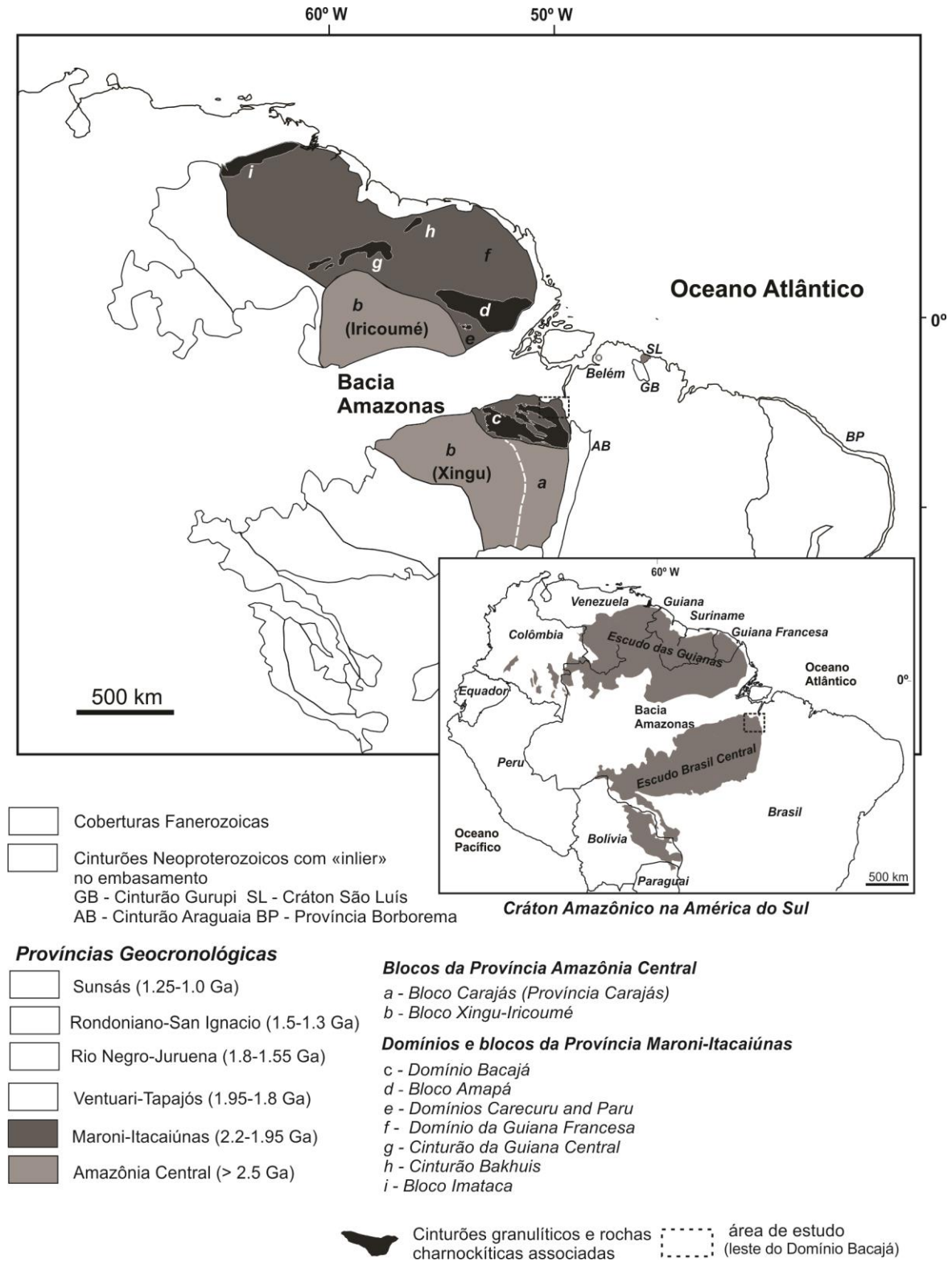


Figura 2 - Mapas esquemáticos do Cráton Amazônico com a localização da área de estudo, as províncias geocronológicas, baseadas em Tassinari & Macambira (2004) e os diferentes segmentos da PAC e PMI.

Contudo, a discussão da evolução dessa Província, a partir de dados U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr foi realizada pioneiramente por Tassinari & Macambira (1999), Santos *et al.* (2000), os

quais foram aprimorados em artigos subsequentes (Santos *et al.* 2006, Santos *et al.* 2008, Tassinari & Macambira 2004).

Apesar da PMI apresentar o Ciclo Transamazônico como um evento que gerou e retrabalhou as suas rochas, é possível distinguir geologicamente os domínios que o formam. Na porção norte da PMI (acima da Bacia Amazonas), em específico na Guiana Francesa, há um predomínio de rochas juvenis (Delor *et al.* 2003, Vanderhaeghe *et al.* 1998), enquanto que componentes arqueanos são abundantes no Bloco Amapá (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006). Na porção meridional, os estudos tem confirmado o predomínio de rochas riacianas e ocorrências locais de rochas mesoarqueanas, neoarqueanas, siderianas e possivelmente orosiriana (Faraco *et al.* 2005, Macambira & Ricci 2016, Macambira *et al.* 2009, Santos 2003, Vasquez *et al.* 2005, Vasquez *et al.* 2008).

Na porção meridional da Província Maroni Itacaiúnas, definida como Domínio Bacajá, ocorrem cinturões granulíticos e rochas charnockíticas e granitoides associados de ca. 2,1 Ga, além de fragmentos arqueanos e siderianos. Adjacente a este domínio, na Província Amazônia Central, há os blocos Carajás (Domínio Carajás e Rio Maria) e Xingu. O Domínio Carajás apresenta um volume dominante de granitoides neoarqueano e rochas vulcano-sedimentares formadas durante ca. 2,8 – 2,5 Ga enquanto o Domínio Rio Maria apresenta cinturões greenstone belts e granitoides do tipo TTG mesoarqueano de ca. 3.0 Ga. E o bloco Xingu exhibe uma associação vulcano-plutônica orosiriana de ca. 1,8-1,9 Ga.

Neste estudo foi adotada a compartimentação das províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999), no entanto, adotou-se a divisão de domínios tectônicos de Santos (2003). A área de estudo está localizada na porção nordeste do Domínio Bacajá, sul da PMI.

Domínio Bacajá

Em linhas gerais, o Domínio Bacajá é composto por associações tectônicas que representam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, granitoides de arcos magmáticos riacianos, granitoides e rochas intrusivas da série charnockítica relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão continental riaciana (Vasquez *et al.* 2008b). Considerável extensão desse domínio é dominada pelos granitoides e rochas charnockíticas, enquanto a porção de fragmentos arqueanos e siderianos são menos expressivos.

Recentes trabalhos de mapeamento geológico na região nordeste do Domínio Bacajá apresentaram um maior detalhamento quanto a geologia dessa área (Barros & Besser 2015, Macambira & Ricci 2013, Macambira *et al.* 2016) (Figura 3). Os fragmentos arqueanos são representados por granulitos, gnaisses e metagranitoides com foliação incipiente, bandamento gnáissico ou foiação milonítica; os fragmentos siderianos são representados por rochas metassedimentares associadas a rochas metabásicas; e os granitoides e rochas charnockíticas riacianas são intrusivas no embasamento.

1.4 PROBLEMÁTICA DE ESTUDO

O Domínio Bacajá, desde a década de 1980, é uma região que se reconhece a formação e retrabalhamento de suas rochas pelo Ciclo Transamazônico. No entanto, há registros de rochas arqueanas e, em razão de sua localização adjacente ao bloco Carajás foram ensejadas investigações sobre possíveis correlações e definições de limites entre eles. Motta *et al.* 2019, a partir de dados geofísicos aliados com dados geocronológicos prévios, sugerem que o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás compartilham estágios de evolução antes do evento Transamazônico. Estes autores consideram possíveis cenários para reconciliar esta associação pré-Transamazônica, todavia, são necessários mais dados, sobretudo geocronológicos das rochas arqueanas do Domínio Bacajá para adensar esta teoria. De forma específica, quanto aos registros arqueanos no DB, dados prévios (Faraco *et al.* 2005, Macambira *et al.* 2009, Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008b,) mostram crosta mesoarqueana (ca. 3,0 Ga) e neoarqueana (2,5 a 2,7 Ga) no leste do DB, além de Macambira & Ricci (2013) identificarem granulitos/gnaisses com protólitos de ca. 2,6 Ga no NE do DB. Assim, uma questão a ser investigada é a confirmação do predomínio de protólitos neoarqueanos nesta porção da área de estudo e sua relação com o Domínio Carajás.

Os dados geocronológicos obtidos no Domínio Bacajá foram pelos métodos de evaporação de Pb em zircão, Sm-Nd em rocha total e U-Pb (por LA-ICPMS e SHRIMP), embora esse último em proporção menor em relação aos outros. Apesar de ser robusto o estudo de evolução crustal com base no conjunto das idades de cristalização das rochas por meio do zircão e o de extração mantélica por rocha total (Sm-Nd), esses dois métodos são em escalas diferentes. Um é na escala mineral e outro na escala da rocha, respectivamente, ensejando resultados distintos. Isto é, o estudo na rocha apresenta uma média dos seus minerais, enquanto o estudo no zircão apresenta a sua história apenas. Portanto, pode ocorrer divergências quanto aos resultados finais e conseqüentemente de interpretações. Tal divergência é superada pelo estudo em conjunto da cristalização e extração mantélica da rocha

na mesma escala mineral (zircão) por meio dos métodos U-Pb e Lu-Hf. Esse método, em ampla discussão internacional é inédito na região e possibilitará interpretações novas e complementares ao acervo do domínio e da própria metodologia em si. Além disso, do ponto de vista geotectônico, a obtenção e acúmulo de dados por meio desse método na área de estudo possibilitará a integração com os dados recentes U-Pb e Lu-Hf que foram obtidos tanto no sudeste dos Escudos das Guianas, ao norte da PMI (Milhomen & Lafon 2019), quanto aos que serão obtidos na porção sul-sudeste do Domínio Bacajá (Alves, J.P, *no prelo*) para a atualização e melhor compreensão da evolução desta faixa norte-nordeste do Cráton Amazônico ou, na verdade, a Província Maroni-Itacaiúnas.

Ademais, um exemplo que será investigado no DB, em função dos inéditos dados U-Pb e Lu-Hf é o magmatismo riaciano. De acordo com trabalhos prévios, sobretudo com base em dados de evaporação de Pb em zircão e U-Pb SHRIMP, é apontada uma distinção de dois eventos: um há ca. 2100 Ma e outro por volta de 2070 Ma (ambos relacionados a uma grande colisão riaciana segundo Vasquez *et al.* 2008a, 2008b). Já dados Sm-Nd em rocha (Macambira *et al.* 2009) mostram que os magmas desses corpos ígneos riacianos tiveram fontes de crosta arqueana retrabalhada, mas também teve acreção paleoproterozoica por volta de 2,1 Ga. A datação U-Pb em zircão e isótopos de Lu-Hf desses corpos ígneos refinarão as idades de formação, as fontes dos magmas desses corpos e os principais eventos durante as fases do Ciclo Transamazônico, como a grande colisão riaciana.

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 Objetivo geral

O presente trabalho de dissertação pretende investigar a evolução crustal da porção nordeste do Domínio Bacajá com base em geocronologia U-Pb e Lu-Hf em zircão. Identificar a idade de formação dos protólitos das rochas arqueanas retrabalhadas no Riaciono (Ciclo Transamazônico) e dos magmas riacianos gerados neste período. E por fim, contextualizar esta evolução na investigação do limite do Arqueano e Paleoproterozoico neste domínio.

1.5.2 Objetivos Específicos

- a) Investigar a possível associação pré-Transamazônica do Domínio Bacajá com o Domínio Carajás;
- b) Confirmar o predomínio de crosta neoarqueana na porção nordeste do Domínio Bacajá e sua relação com as rochas riacianas;

c) Obter novos dados para a discussão da fonte dos granitoides/charnockitoides relacionados com o Ciclo Transamazônico, quanto a seu caráter juvenil ou retrabalhado, a partir de dados inéditos de isótopos de Hf;

1.6 GEOLOGIA DO NORDESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ

A geologia do Domínio Bacajá é descrita com base nos projetos de mapeamento mais recentes: Folhas Tucuruí (Macambira & Ricci 2013), Repartimento (Macambira *et al.* 2016) e Rio Bacajá (Barros & Besser 2015), nos quais são descritas quatorze unidades litoestratigráficas que estão inseridas nesta porção do DB (Figura 3). Em linhas gerais pode-se descrever que há unidades do embasamento de alto grau com protólitos meso a neo arqueanos, cinturões supracrustais e corpos ígneos riacianos.

Complexo Cajazeiras

O Complexo Cajazeiras é descrito como a unidade tectono-estratigráfica do DB que representa o volume infracrustal mais evoluído e exumado deste domínio. Ele ocorre na porção central e sul do DB e, em geral, os seus litotipos apresentam bandamento composicional largo, frequentemente realçados por pequenos corpos máficos aleitados e mobilizados migmatíticos diversos (Vasquez *et al.* 2008c).

Este complexo é definido como uma unidade de alto grau representado por granulitos ortoderivados (Vasquez *et al.* 2008b), os quais estão fortemente re-hidratados (piroxênios pseudomorfisados ou completamente reequilibrados), tonalíticos a graníticos, com texturas granulíticas (granoblástica interlobada, *flaser*, poligonal) geralmente intactas. São frequentes registros de migmatização que contribuem para mascarar o reconhecimento pretérito da história de alto grau, além de um retrabalhamento pós-granulitização e registros de milonitos de alto grau (Ricci 2006).

Vasquez *et al.* (2008c) dataram um ortogranulito pelo método de evaporação de Pb em zircão, fornecendo uma idade mínima de cristalização de 2942 ± 4 Ma. Macambira *et al.* (2007), na porção sul do DB, obtiveram para um granulito a idade de 3009 ± 27 Ma (idades dos núcleos) e as extremidades piramidais dos zircões exibiram a idade 2074 ± 8 Ma. Estas análises foram a partir de U-Pb SHRIMP e foram interpretadas como idade de cristalização do protólito e de metamorfismo, respectivamente.

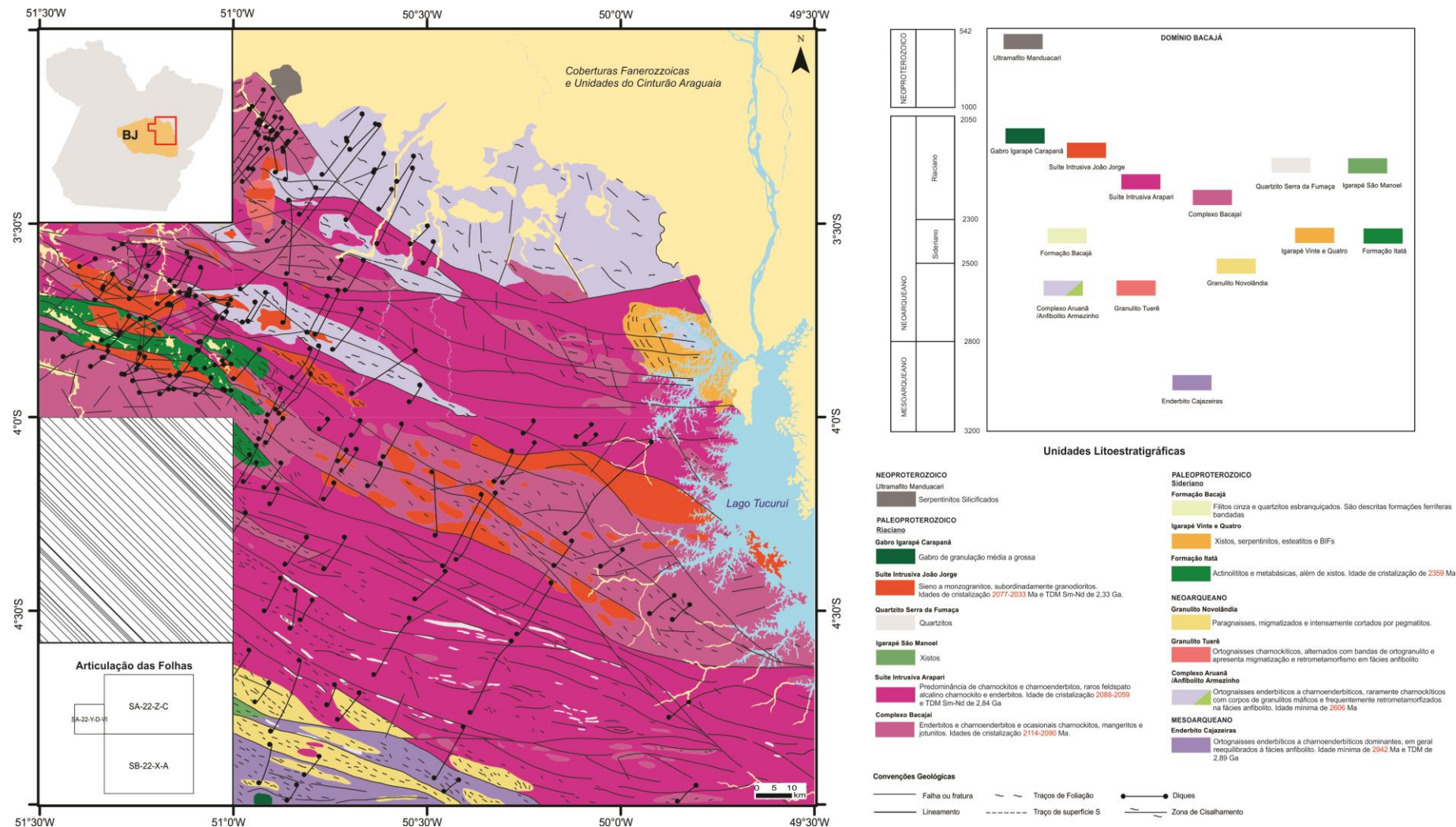


Figura 3 - Mapa geológico da porção nordeste do Domínio Bacajá, com base nas Folhas Tucuruí, Bacajá e Repartimento (Barros & Besser 2015, Macambira & Ricci 2013, Macambira *et al.* 2016).

Complexo Aruanã

O Complexo Aruanã (CA) ocorre na porção setentrional do DB, imediatamente a sul da Bacia do Amazonas, na forma de larga faixa WNW-ESE e é constituído predominantemente por ortogranulitos. Leucossomas sódicos e bandas quartzo-feldspáticas são outras estruturas concordantes muito comuns, além de subordinados mobilizados e pegmatitos graníticos, concordantes a discordantes (Macambira & Ricci 2013, Vasquez *et al.* 2008c). Segundo Barros & Besser 2015, em mapeamento de detalhe (1:100.000), neste complexo foram descritos metagranitoides foliados e bandados, além de ortognaisses metamorfisados na fácies anfíbolito inferior e anfíbolitos. Apesar de em muitos casos as paragêneses minerais dos granulitos indicarem uma fácies anfíbolítica, é sustentado que a identificação da fácies de alto grau se dá sobretudo em razão da identificação das texturas granoblástica interlobada, *flaser* ou poligonal (Ricci 2006, Vasquez *et al.* 2008c).

De modo geral, as rochas desse complexo indicam afinidade cálcio-alcálica dos protólitos ígneos e mostram uma assinatura de enriquecimento dos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE). Portanto, em termos de ambiente tectônico, estes padrões geoquímicos evidenciam assinatura de magmatismo cálcio-alcálico gerado em arcos vulcânicos em margem continental (Macambira & Ricci 2013). Os granitoides desse complexo, descritos por Besser (2012), apresentaram também afinidade cálcio-alcálica do grupo dos granitoides de arco vulcânico ou sincolisionais.

Uma datação de evaporação de Pb em zircão de um granulito (localizado ao norte da Folha Tucuruí) foi realizada por Vasquez *et al.* (2008c). A idade média de três cristais de zircão evaporados foi de 2606 ± 4 Ma e foi interpretada como sendo a idade mínima de cristalização do protólito ígneo. Nas proximidades da cidade de Pacajá, mobilizados graníticos foram datados por LA-ICP-MS e forneceram a idade de 2122 ± 18 Ma (em zircões de baixa razão Th/U). Esta idade foi interpretada como relacionada a um evento metamórfico de alto grau (Macambira & Ricci 2013). A oeste desta Folha, Barros & Besser 2015 obtiveram uma idade de 2586 Ma, pelo método de evaporação de Pb em zircão e a sudoeste desta Folha, um gnaiss tonalítico, nas proximidades do garimpo Manelão apresentou a idade de 2671 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão) e valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t) = 2,66$ e $T_{DM} = 2,65$ Ga (Macambira *et al.* 2009).

Granulito Tuerê

O Granulito Tuerê foi proposto por Macambira & Ricci (2013) para designar dois pequenos corpos ortogranulitos na porção centro-oeste da Folha Tucuruí (porção setentrional do DB). Esta unidade foi definida partir de dados aerogeofísicos e estudos petrográficos. No entanto, as suas paragêneses, microtexturas e geoquímica não suportam a distinção do Granulito Tuerê (GT) dos ortogranulitos do Complexo Aruanã, exceto que o GT apresenta metagranitos, enquanto no CA tem metagranodioritos e metatonalitos.

Embora não haja dados geocronológicos para essa nova unidade, o Granulito Tuerê é tentativamente cronocorrelacionado (Macambira & Ricci 2013) com os granulitos do Complexo Aruanã de 2606 ± 4 Ma.

Granulito Novolândia

Ricci 2006 reconheceu, na porção centro-leste do DB, granulitos bandados, alternando em faixas orto e paraderivadas, cuja ocorrência é na forma de corpos alongados no sentido NW-SE. Posteriormente estes corpos foram definidos na unidade Granulito Novolândia e, de um modo geral, esta unidade é composta por kinzigitos, granulitos máficos e paragnaisses (Vasquez *et al.* 2008c).

O metamorfismo registrado nos paragnaisses é granulítico de mais alta T e os contrastes reológicos entre as supracrustais intercaladas são responsáveis por intrínsecos dobramentos e diversos padrões de interferência de dobras (sem exemplos análogos no DB) (Vasquez *et al.* 2008c). Alguns paragnaisses pelíticos indicaram condições de baixa pressão (5Kbar) para um metamorfismo de fácies anfíbolito superior à granulítica (Vasquez *et al.* 2014).

Dados U-Pb SHRIMP obtidos em zircão e monazita de paragnaisses pelíticos e migmatíticos resultaram em idades riacianas para um metamorfismo granulítico. As idades do núcleo dos zircões indicaram fontes detríticas arqueanas (3122-2502 Ma) e contribuições do Sideriano (2493-2303 Ma), enquanto as bordas apresentaram uma idade de recristalização de 2109 ± 9 Ma. As monazitas apresentaram uma recristalização de alto grau. A idade do núcleo foi de 2133 ± 5 Ma e 2123 ± 5 Ma e a borda de 2071 ± 3 Ma e 2057 ± 3 Ma, os quais foram interpretados como dois eventos termiais (Vasquez *et al.* 2014). Apesar desses dados geocronológicos terem sido considerados como pertencentes ao Paragnaisse Ipiaçava (unidade localizada ao oeste do DB) (Vasquez *et al.* 2008c), estes foram associados e estendidos neste

estudo ao Granulito Novolândia por características geológicas muito semelhantes. Macambira *et al.* (2007) obtiveram, por U-Pb SHRIMP, em monazitas de paragnaisse uma idade de 2064 ± 4 Ma, interpretada como idade de metamorfismo regional.

Grupo Três Palmeiras – Formação Itatá e Bacajá

O Grupo Três Palmeiras é composto por um conjunto de rochas metavulcano-sedimentares, orientada segundo WNW-ESE, com uma inflexão segundo NW-SE na porção oriental do DB (Vasquez *et al.* 2008c). Este grupo foi dividido nas formações Itatá e Bacajá, de acordo com mapeamentos de detalhe (Barros & Besser 2015). A Formação Itatá ocorre no extremo sudoeste da Folha Tucuruí, relacionada à terminação SE da Serra Três Palmeiras. Os litotipos restringem-se a quartzitos associados com metadiabásios e anfibólio-xistos e o seu metamorfismo varia de fácies xisto-vede (quartzitos) à transição xisto-verde-anfibolito (metabásicas) (Macambira & Ricci 2013). Enquanto a Formação Bacajá ocorre na Serra Três Palmeiras como filitos e quartzitos de fácies xisto verde a anfibolito (Barros & Besser 2015).

O ambiente tectônico interpretado para esta sequência, com base na composição química e isótopos de Nd (Macambira *et al.* 2009) é o de arco de ilha ou assoalho oceânico que foi acrescido a uma margem continental.

Macambira *et al.* (2009) realizaram uma datação (Pb-Pb em zircão) em um meta-andesito do Grupo Três Palmeiras, cuja idade de cristalização foi de 2359 ± 3 Ma. Sua respectiva idade modelo (Nd) variou entre 2,71 a 2,56 Ga e $\epsilon_{Nd} = -0,87$ a $+0,78$. Cristo (2018) analisou, a partir de evaporação de Pb em zircão, meta-andesitos de 2417 ± 4 Ma e metavulcanoclásticas de 2410 ± 7 Ma. As idades modelos T_{DM} dos meta-andesitos variaram de 2,43 a 2,49 Ga e valores positivos de ϵ_{Nd} ($+2,03$ e $2,63$).

Além disso, em amostras de meta-andesitos e metadacitos, foram obtidos também dados de isótopos de Nd: $\epsilon_{Nd}^{2,36Ga}$ de $+1,73$ a $+1,64$ e T_{DM} de 2,47 e 2,49 Ga (Vasquez 2006).

Sequência Igarapé Vinte e Quatro

A Sequência Igarapé Vinte e Quatro foi definida por Macambira & Ricci (2013), como uma unidade informal, para agrupar rochas supracrustais de baixo grau do Domínio Bacajá. Esta unidade ocorre na porção sudeste da Folha Tucuruí e apresenta um formato ovalado, orientado segundo WNW-ENE que se estende desde o meridiano de 50° W até ser truncado, a leste, pelo platô da Serra Trucará.

É constituído por antofilita-xistos, talco-xistos e granofels ultramáfico. E de acordo com descrições petrográficas, alguns de seus litotipos apresentam metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico.

Essa sequência ainda não foi datada e seu posicionamento estratigráfico é incerto. Possivelmente trata-se de um corpo do Grupo Três Palmeiras. Devem ser xistos ultramáficos relacionados ao vulcânismo de fundo oceânico associado ao arco de ilha Três Palmeiras. Os autores que definiram essa sequência sugerem que sua formação se deu no Riaciano.

Complexo Bacajaí

O Complexo Bacajaí ocorre como um complexo intrusivo na forma de batólitos e plútons irregulares a lentiformes ou ainda como plútons estirados, na forma de “charutos” orientados segundo WNW-ESE a NW-SE no DB. Segundo Vasquez *et al.* (2008c) essa unidade é constituída por enderbitos e charnoenderbito, subordinadamente ocorrem charnockitos, jotunitos e mangeritos. De acordo com Ricci (2006), apesar de algumas rochas não apresentarem ortopiroxênio, outras feições são diagnósticas para comprovar uma colocação profunda desses granitóides. Intercrescimentos mesopertíticos, antipertíticos, macropertitas e cristais de alanita bem desenvolvidos são exemplos dessa colocação profunda.

Os litotipos deste complexo apresentam afinidade geoquímica cálcio-alcalina de médio a alto potássio, sódicos, metaluminosos, comparáveis aos granitoides do tipo I Cordilheirano, enriquecidos em LILE e ETRL, com assinatura de rochas geradas em arcos magmáticos. São tidos como corpos orogênicos coincidentes com o ápice da colisão continental durante a evolução do Ciclo Transamazônico (Macambira & Ricci 2013).

Uma datação, na porção centro-leste da Folha Tucuruí, foi realizada pelo método de evaporação de Pb em três grãos de zircão de um enderbito. A idade média obtida foi de 2090 ± 6 Ma e é interpretada como a idade de cristalização desta rocha charnockítica do Complexo Bacajaí (Macambira & Ricci 2013). Ao sul desta Folha, charnockitoides deste complexo foram datados, pelos métodos U-Pb SHRIMP e evaporação de Pb em zircão, e apresentaram idades entre 2114 Ma e 2094 Ma (Faraco *et al.* 2005, Monteiro 2006).

Suíte intrusiva Arapari

Vasquez *et al.* 2008c propuseram a definição da Suíte Intrusiva Arapari para agrupar batólitos e plútons de composição charnockítica a charnoenderbítica que ocorrem como corpos fortemente estirados orientados segundo WNW-ESE.

Segundo Macambira & Ricci (2013), os litotipos dessa suíte variam desde porfiríticos/megaporfiríticos a equigranulares, preservados e/ou com bandamento ígneo, até localmente gnaissificados nas bordas, controladas por zonas transcorrentes regionais dextrais e em geral, estão “descharnockitizados” de forma semelhante ao Complexo Bacajá.

Esta suíte apresenta um magmatismo cálcio-alcálico de médio K a shoshonítico, metaluminoso, enriquecimento em LILE e ETRL, condizentes com participação crustal no processo de geração dos magmas, em ambiente de margem continental ativa. É associada a um magmatismo orogênico, tardi a pós-colisional (Macambira & Ricci 2013).

As rochas desta suíte nesta área têm idades Pb-Pb em zircão de 2088 ± 2 Ma, 2069 ± 2 Ma e 2059 ± 4 Ma interpretadas como idades mínimas de cristalização e foi sugerido que ocorreram vários pulsos magmáticos na geração dessa suíte (Macambira & Ricci 2013). Nessa unidade foram obtidos, além dos dados de evaporação de Pb, dados de isótopos de Nd. No oeste e norte do Domínio Bacajá as rochas charnockíticas desta suíte apresetaram idades Pb-Pb e U-Pb em zircão entre 2086 Ma e 2070 Ma (Macambira *et al.* 2009, Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008a). Os corpos do oeste do domínio apresetaram idades T_{DM} Nd 2,46 e 2,47 Ga e ϵ_{Nd} de -2,40 e -3,12 (Vasquez 2006).

Igarapé São Manoel e Quartzito Serra da Fumaça

Macambira *et al.* (2016) distinguiram duas unidades metassedimentares de baixo grau riacianas. O Igarapé São Manoel ocorre na porção sudoeste da Folha Repartimento, como uma lente entre as unidades granulíticas Granulito Novolândia e Complexo Cajazeiras, segundo uma orientação WNW-ESE. É composto raras exposições de xistos, de fácies xisto-verde a anfibolito, com garimpos auríferos associados. Já a unidade Quartzito Serra da Fumaça ocorre na porção central da Folha Repartimento como pequenos corpos alongados, lenticularizados, inseridos principalmente na Suíte Intrusiva Arapari, segundo uma orientação WNW-ESE a NW-SE.

Suíte Intrusiva João Jorge

Na porção centro-norte do DB ocorrem vários batólitos e plútons graníticos, geralmente de forma alongada segundo *trend* regional NW-SE, os quais são agrupados na Suíte Intrusiva João Jorge. Esta unidade é composta de monzo e sienogranitos, raros granodioritos que intrudem a maior parte das unidades mais antigas no Domínio Bacajá (Vasquez *et al.* 2008c).

A Suíte Intrusiva João Jorge é representada quimicamente por granitos e álcali-granitos evoluídos, potássicos, ferrosos, cálcio-alcalinos a alcalinos, peraluminosos a metaluminosos, com enriquecimento em LILE e ETRL e empobrecimento em HFSE e ETRP. Possuem afinidade com granitos pós-colisionais e assinatura preservada de protólitos de arcos vulcânicos (Macambira & Ricci 2013).

As idades de cristalização, obtidas por evaporação de Pb, para as rochas desta unidade são de 2077 ± 2 Ma, 2077 ± 5 Ma, 2077 ± 3 Ma (Macambira *et al.* 2009, Macambira & Ricci 2013, Vasquez *et al.* 2005). Na porção oriental do DB, Macambira *et al.* (2009) identificaram componentes juvenis siderianos ($\epsilon\text{Nd}_{2,08\text{Ga}}$ de -0,6 e T_{DM} de 2,33 Ga) e um component crustal neoarqueano ($\epsilon\text{Nd}_{2,08\text{Ga}}$ de -4,12 e T_{DM} de 2,57 Ga). Já na porção ocidental, Vasquez (2006), identificou também uma component crustal neoarqueano ($\epsilon\text{Nd}_{2,08}$ de -6,49 e -5,8 e T_{DM} de 2,73 e 2,65). Dados que sugerem uma origem desses granitos a partir da fusão das rochas do embasamento neoarqueano, localmente com a participação de um componente juvenil e paleoproterozoico.

Gabro Igarapé Carapanã

Macambira *et al.* (2016) identificaram um batólito de composição gabroica na porção sudoeste da Folha Repartimento. Este corpo foi definido como Gabro Igarapé Carapanã e apresenta como principal litotipo gabros de granulação grossa média a grossa e texturas ígneas preservadas.

Ultramafito Manduacari

O Ultramafito Manduacari é uma unidade proposta por Macambira & Ricci (2013) para um corpo isolado de ultramafitos serpentinizados, na porção setentrional do DB. Por sua semelhança com outras intrusões ultramáficas e anorogênicas, como os complexos alcalino-ultramáfico-carbonatítico Maicuru, foi cronocorrelacionada com este complexo Neoproterozoico.

Tabela 1 - Síntese de dados geocronológicos das unidades da porção NE do DB.

Período	Unidade	Rocha	Evaporação de Pb	U-Pb SHRIMP	Sm-Nd (T_{DM} e ϵNd)	Ref	
Mesoarqueano	Complexo Cajazeiras	Ortogramulito	2942 ± 4 Ma	2074 ± 8 Ma		1	
		Granulito	3009 ± 27 Ma			2	
			2195 ± 3 Ma			3	
Neoarqueano	Complexo Aruanã	Granulito	2606 ± 4 Ma			1	
			2586 Ma			4	
		Mobilizados graníticos	2122 ± 18 Ma			11	
	Granulito Novolândia	Paragnaisses				3122-2502 Ma (z)(n)	5
						2493-2303 Ma (z) (n)	
						2109 ± 9 Ma (z) (b)	
			2133 ± 5 (m) (n)				
			2123 ± 5 Ma (m) (n)	2			
			2071-2057 Ma (m) (b)				
Sideriano	Grupo Três Palmeiras	Meta-andesito	2359 ± 3 Ma	2064 ± 4 Ma	$T_{DM} = 2,71-2,56$ Ga $\epsilon Nd = -0,87$ a $+0,78$	6	
			2417 ± 4 Ma			7	
		Metavulcanoclásticas Meta-andesitos\dacitos	2410 ± 7 Ma			7	
						$T_{DM} = 2,47$ e $2,49$ Ga $\epsilon Nd = +1,73$ a $+1,64$	8
Riáciano	Complexo Bacajá	Charnockitoides		2114 Ma $+35$ -33 2094 Ma		9	
			Enderbitito			2090 ± 6 Ma	11
		Suíte Intrusiva Arapari	Charnockito			2088 ± 2 Ma	2086 ± 5 Ma
			2059 ± 4 Ma	13			
		Jotunito	2070 ± 3 Ma		$T_{DM} = 2,47$ e $2,46$ Ga $\epsilon Nd = -2,4$ a $-3,12$	8	
	Suíte Intrusiva João Jorge	Granitoides		2077 ± 2 Ma			12
				2077 ± 5 Ma			11
				2077 ± 3 Ma			6
							$T_{DM} = 2,33$ a $2,57$ Ga $\epsilon Nd = -0,6$ e $-4,12$
					$T_{DM} = 2,65$ a $2,73$ Ga $\epsilon Nd = -6,49$ e $-5,8$	8	

Referências: (1) Vasquez *et al.* (2008c), (2) Macambira *et al.* (2007), (3) Macambira *et al.* (2016), (4) Besser (2012), (5) Vasquez *et al.* (2014), (6) Macambira *et al.* (2009), (7) Cristo (2018), (8) Vasquez (2006), (9) Faraco *et al.* (2005), (10) Monteiro (2006), (11) Macambira e Ricci (2013) e (12) Vasquez *et al.* (2005), (13) Santos (2003). Todas amostras foram analisadas por cristal de zircão, com exceção dos paragnaisses: (z) = zircão; (m) = monazita e (n) = núcleo e (b) = borda.

1.7 MATERIAIS E MÉTODOS

1.7.1 Materiais

As amostras estudadas são do acervo da litoteca da Superintendência Regional de Belém do Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Elas foram coletadas durante o projeto de mapeamento geológico da Folha Tucuruí: SA. 22-Z-C (Macambira & Ricci 2013). Ao total foram cedidas quarenta e duas amostras de mão representativas de cinco unidades litoestratigráficas do Domínio Bacajá: Granulito Tuerê, Complexo Aruanã, Complexo Bacajá, Suíte Intrusiva Arapari e Suíte Intrusiva João Jorge. Em todas se realizou um estudo petrográfico e os zircões de seis amostras mais adequadas e representativas dessas unidades

foram analisadas por LA-ICPMS (U-Pb e Lu-Hf). Ademais, dez amostras foram analisadas por Sm-Nd em rocha total no Laboratório Para-Iso (UFPA).

1.7.2 Métodos

1.7.2.1 Geocronologia U-Pb em zircão

Princípio do método

O sistema U-Pb se baseia na instabilidade dos isótopos U^{235} e U^{238} que por meio de uma série de decaimentos de partículas alfa e beta (produzindo vários nuclídios-filhos intermediários instáveis) sempre finaliza em dois nuclídios-filho estáveis: Pb^{207} e Pb^{206} , respectivamente. A equação que traduz esse processo de decaimento é simplificada e descrita a seguir, segundo as fórmulas clássicas da geocronologia:

$$a) \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb} \right) = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb} \right)_0 + \left(\frac{^{238}U}{^{204}Pb} \right) (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$b) \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb} \right) = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb} \right)_0 + \left(\frac{^{235}U}{^{204}Pb} \right) (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

O termo com o subscrito “0” representa a composição isotópica do chumbo quando o sistema se fechou (razão inicial) e “t” representa o tempo decorrido desde quando isso ocorreu até hoje; “ λ_{238} ” e “ λ_{235} ” representam a constante de decaimento dos respectivos nuclídios-pai.

Certos minerais possuem uma afinidade maior com o elemento urânio e o retém no seu retículo cristalino durante a sua formação. Posteriormente, esses minerais acumulam com o tempo o chumbo radiogênico produzido e podem ser alvo de estudo geocronológico. Dentre esses minerais, o zircão tornou-se o mais popular por uma série de vantagens: a) ocorre de forma ubíqua como mineral acessório nas rochas em geral; b) o mineral incorpora U (substitui o Zr) mas pouco Pb^{204} (chumbo comum); c) altamente resistente (tanto a elevadas temperaturas, como em processos de erosão e intemperismo). Todavia, o chumbo não é adaptado ao retículo cristalino do zircão e, portanto, susceptível de ocorrer perda com o decorrer do tempo (sistema aberto). Isso é de certa forma contornável pelo fato de se ter dois “relógios” cronológicos independentes no zircão e, se esses estão alinhados, provavelmente a idade possui uma boa acurácia. Wetherill (1956) representou graficamente ambos relógios em um diagrama cartesiano. Na abcissa está a razão $^{207}Pb^*/^{235}U$ e na ordenada está a $^{206}Pb^*/^{238}U$, onde “*” significa radioativo. Tais razões foram formuladas a partir de um rearranjo das equações supracitadas e estão em função apenas do tempo. Portanto, ao plotar pontos de mesma idade para ambos os relógios se formou uma curva (pois cada sistema decai em

velocidades distintas), isto é, mais conhecida como curva Concórdia. Por fim, em muitos casos, a idade concordante de uma amostra é interpretada como confiável por se obter a idade de formação de um cristal de zircão (a idade da rocha) que evoluiu em sistema fechado.

Preparação das amostras

O procedimento de preparação das amostras consistiu na pulverização, seguido da separação granulométrica, magnética e de densidade por meio de bateamento com água e álcool. Por fim, foram selecionados os grãos de zircão com o auxílio de uma lupa binocular para a montagem das seções polidas (*mount*).

As imagens de catodoluminescência (CL) foram obtidas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo LS15-Zeiss, do laboratório da Superintendência Regional da CPRM em Belém. As seções polidas foram cobertas por uma película de ouro de 5µm de espessura e, para o imageamento, inseridas no MEV com as condições de alto vácuo ($3,0 \times 10^{-5}$ mPa), detector EVO15RHS-CL com voltagem de 13kV, corrente de chegada de 10 nA e ampliação de 200x.

Análises U-Pb em zircão

As análises U-Pb em zircão foram realizadas no espectrômetro de massa Thermo Finnigan modelo Neptune, com multi-coletor e fonte de plasma, acoplado ao laser Nd:YAG LSX-213 G2 CETAC (LA-ICPMS), do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). Para as análises, as seções polidas das amostras foram acomodadas na câmara do laser em conjunto com cristais de zircão padrões (GJ01 e Plesovic) que foram analisados de forma intercalada com as amostras. Os parâmetros instrumentais e configurações do espectrômetro e do laser estão de acordo com o estabelecido em Milhomem & Lafon (2019), descritos na (Tabela 2), além dos protocolos de correções das razões isotópicas e reduções dos dados brutos processados em planilhas Excel para cálculo das idades. O fracionamento induzido pelo laser e a discriminação de massa instrumental são corrigidas utilizando a razão isotópica do GJ-1 ($608,5 \pm 1,5$ Ma; Jackson *et al.* 2004) e os valores das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ foram corrigidas de interferências de ^{204}Hg no ^{204}Pb . O zircão Plesovic foi analisado como material referencial secundário para testar a acurácia dos dados. Os cálculos das idades e a apresentação dos resultados isotópicos no diagrama da Concórdia foram realizados utilizando o programa Isoplot/EX 3.0 e 4.15 de Ludwig (2003).

Tabela 2 - Parâmetros e configurações do espectrômetro e do laser para análise U-Pb.

ICP-MS Neptune		Laser LSX-213 G2 CETAC	
Gás de resfriamento (Ar)	16,0 L/min	Fluxo de gás hélio	450-500 ml
Gás auxiliar (Ar)	0,7-1,0 L/min	Tamanho do ponto de análise	10 µm e 25 µm
Gás de escoamento (Ar)	1,0-1,3 L/min	Frequência	10 Hz
Potência	1200-1300 W	Potência	50%-60%
Modo de análise	Estático	Energia	4-5 J/cm ²
Aquisição	40 ciclos	Tempo de ablação	42 s
Copos de Faraday	²⁰⁶ Pb:L4, ²⁰⁸ Pb:L3, ²³² Th:H2, ²³⁸ U:H4	-	-
MIC's	²⁰² Hg:M3, ²⁰⁴ Hg + ²⁰⁴ Pb:M4, ²⁰⁷ Pb:M6	-	-

1.7.2.2 Geocronologia Lu-Hf em zircão

Princípio do método

O ¹⁷⁶Lu é radioativo e decai espontaneamente tanto para o ¹⁷⁶Hf, quanto para o ¹⁷⁶Yb (mas, considerando a grande meia-vida do ¹⁷⁶Lu, é relevante apenas o decaimento para o háfnio). De forma semelhante a qualquer sistema geocronológico (p.ex. U-Pb, Rb-Sr), equações para se obter idades podem ser estabelecidas (seguindo as fórmulas clássicas da geocronologia), porém, esse sistema de cálculo de idade de cristalização é pouco usual. Não obstante, os cálculos com base na razão inicial do ¹⁷⁶Hf (no zircão) se demonstraram eficientes para estudos de crescimento e diferenciação crustal. Portanto, o foco do princípio do método será nesse quesito.

O ¹⁷⁶Hf é produzido pelo decaimento de ¹⁷⁶Lu, cuja meia-vida é de ~37,2 Ga (Scherer *et al.*, 2001, Söderlund *et al.*, 2004). O Hf é menos compatível que o Lu durante a fusão e é portanto enriquecido em reservatórios crustais. A extração crustal, portanto, resulta em uma crosta continental com razão Lu/Hf baixa, a qual evolui para uma razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf baixa e complementarmente para um manto empobrecido com alta razão Lu/Hf (e alta razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf). O sistema Lu-Hf nesse sentido é análogo ao sistema Sm-Nd, porém, os isótopos radiogênicos de Hf se produzem três vezes mais rápido e podem oferecer uma maior resolução quando investiga a diferenciação crosta-manto (Kemp & Hawkesworth 2014). A representação gráfica desse raciocínio é apresentada pela comparação dos valores iniciais da composição de Hf da amostra com a do reservatório condrítico uniforme (CHUR), a partir da fórmula:

$$\varepsilon^t(Hf) = \left[\frac{(^{176}Hf/^{177}Hf)_{amostra}^i}{(^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR}^t} \right] \times 10^4$$

Em que $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^i_{\text{amostra}}$ é o valor inicial dessa razão na amostra, enquanto que $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^i_{\text{CHUR}}$ é o valor dessa razão para o reservatório condrítico uniforme a “t” tempos atrás.

Análises Lu-Hf em zircão

De forma semelhante, o procedimento para as análises U-Pb em zircão foi realizado utilizando os mesmo equipamentos para as análises Lu-Hf e as configurações dos coletores, instrumentos, parâmetros de operação do espectrômetro e do laser estão de acordo com o estabelecido em Milhomem & Lafon (2019) (Tabela 3), assim como as respectivas correções das razões isotópicas e de fracionamento. Os dados brutos das análises isotópicas foram compilados em planilhas de Excel, que os processaram para correção das razões isotópicas de cada ponto. As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de grãos de zircão desconhecidos foram normalizadas com base na comparação com as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ do padrão GJ-1, analisado de forma intercalada com as amostras. Os cálculos de ϵ_{Hf} e de idades modelo em estágio duplo utilizaram a constante de decaimento de $1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Scherer *et al.* 2001; Söderlund *et al.* 2004), os valores das razões atuais de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0336 e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,282785 para o reservatório condrítico uniforme (CHUR) (Bouvier *et al.* 2008) e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0388 e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,28325 para o Manto Empobrecido (DM) (Andersen *et al.* 2009). Para a idade modelo crustal (T_{DM}^{C}), a razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,015 foi assumida (Griffin *et al.* 2002; 2004).

Tabela 3 - Parâmetros e configurações do espectrômetro e do laser para análise Lu-Hf.

ICP-MS Neptune		Laser LSX-213 G2 CETAC						
Gás de resfriamento (Ar)	16,0 L/min	Fluxo de gás hélio		450-500 ml				
Gás auxiliar (Ar)	0,7-1,0 L/min	Tamanho do ponto de análise		50 μm				
Gás de escoamento (Ar)	1,0-1,3 L/min	Frequência		12 Hz				
Potência	1200-1300 W	Potência		50%-60%				
Modo de análise	Estático	Energia		4-5 J/cm ²				
Aquisição	40 ciclos	Tempo de ablação		52 s				
Detecutores utilizados	8 coletores Faraday	-						
Aquisição	50 ciclos de 1.049s	-						
Coletores de Faraday	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Massa medida	171	173	174	175	176	177	178	179
Isótopos de Hf			Hf		Hf	Hf	Hf	Hf
Isótopos de Yb	Yb	Yb	Yb		Yb			
Isótopos de Lu				Lu	Lu			

1.7.2.3 Geocronologia Sm-Nd em rocha total

Princípio do Método

O sistema Sm-Nd baseia-se no decaimento do isótopo radioativo ^{147}Sm para o isótopo estável ^{143}Nd , que se dá pela emissão de uma partícula alfa a uma taxa de desintegração de $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ e meia-vida de 106 Ga (Faure 1986).

Os elementos Sm e Nd estão inclusos nos elementos terra raras leves e não sofrem mobilizações significativas por processos de intemperismo e alteração, em razão de suas baixas taxas de solubilidade e estabilidade química. Portanto, são elementos que auxiliam na determinação do tempo que uma determinada rocha teve a sua assinatura isotópica similar a da sua fonte, fornecendo idades modelo e parâmetros petrogenéticos ϵNd mediante a determinação das razões $^{127}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

A idade modelo é calculada comparando-se os resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios dessas rochas (CHUR ou DM). Isto é, o tempo em que a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em uma rocha tinha valor similar ao do DM, o tempo em que a rocha se diferenciou do manto.

O parâmetro ϵNd é a diferença da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no tempo (t), tempo de cristalização da rocha, com a composição isotópica do reservatório condritico uniforme (CHUR), fornecendo informações acerca da fonte que originou essa rocha.

Análise Sm-Nd em rocha total

As análises de Sm-Nd em rocha total foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), seguindo os procedimentos analíticos de Gioia & Pimentel (2000) e Oliveira *et al.* (2008). Aproximadamente 100 mg de amostra em pó de rocha foram misturadas com 100 mg de traçador ^{149}Sm - ^{150}Nd , os quais são dissolvidos em ácidos HNO_3 , HF e HCl . A extração dos elementos de interesse foi feita em duas etapas de troca iônica cromatográfica em colunas de teflon, na qual foram utilizadas as resinas DOWEX-8 AG para a extração dos ETR e a resina Ln Eichron para a separação do Sm e do Nd. As análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas no espectrômetro de massa TRITON. Os dados foram normalizados pela razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 e as idades de residência crustal foram calculadas a partir dos modelos de De Paolo (1988) para o manto empobrecido.

1.8 PETROGRAFIA

1.8.1 Complexo Aruanã

Na região mapeada como Complexo Aruanã foram identificados ortogranulitos e granitoides equi-inequigranulares a porfiroclásticos e charnockitos associados. Os granitoides são provavelmente neossomas de migmatitos formados nos ortogranulitos e granitoides intrusivos (Suíte Intrusiva João Jorge), enquanto os charnockitos são intrusões riacianas (Complexo Bacajaí ou Suíte Intrusiva Arapari).

Ortogranulitos

Os ortogranulitos de derivação ígnea são metatonalitos com bandas gnáissicas. Eles apresentam, nas bandas quartzo-feldspáticas, textura porfiroclástica/granoblástica (Fig.4A). Os porfiroclastos são predominantemente de plagioclásio cujas bordas estão recristalizadas e em alguns se identificam maclas deformacionais. Na matriz dessas bandas, o quartzo está extremamente estirado (*ribbons*), paralelizado/contornando os porfiroclastos ou disposto em agregados finos recristalizados em trama granoblástica interlobada ou poligonal. É comum a ocorrência de antipertitas, pertitas e mimerquitas. Na banda máfica domina a textura nemalépidoblástica com a ocorrência dos minerais félsicos, que se dá como ocelos contornados pelos máficos orientados, porém, raros cristais de plagioclásio são subédricos. Localmente, são identificadas texturas coroníticas de anfibólio em piroxênios (Uralitização, Fig.4B) e de intercrescimento (Simplectitos, Fig. 4C), resultando de retrometamorfismo. A mineralogia essencial dos gnaisses consiste em ortopiroxênio, plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita. Os piroxênios estão fortemente alterados para anfibólio granular fino e sua ocorrência é subordinada, sendo reconhecidos apenas nos casos em que se identifica a rara textura uralítica. O anfibólio castanho-esverdeado e a biotita marrom são os principais minerais máficos presentes. Esses estão orientados e em certos casos são identificados textura mica-*fish* (biotitas), porém, localmente alguns cristais de anfibólio são subédricos e tem hábito prismático preservado. O plagioclásio ocorre como porfiroclastos e comumente não apresenta maclamento, ou quando os apresenta, estão deformados. Os minerais acessórios mais comuns são alanita bem desenvolvida (subédricas), zircão, opacos e titanita.

Granitoides: sienogranitos a granodioritos

Os granitoides apresentam textura granular hipidiomórfica predominante, mas localmente, nos interstícios dos grãos, ocorrem cristais de quartzo alongados e recristalizados em textura granoblástica com contatos suturados, geralmente de granulometria fina. Há

variações equigranulares a inequigranulares e subordinadamente alguns apresentam textura predominantemente porfiroclástica, porém os resquícios ígneos são identificados: os feldspatos imbricados e maclamento *carlsbad* conspicuo são algumas evidências. É comum a ocorrência de pertitas e mimerquitas. A mineralogia essencial consiste em feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e biotita. As biotitas marrons são os máficos essenciais dos granitóides e apresentam incipiente recristalização e orientação. Dentre os minerais félsicos, o feldspato alcalino apresenta maclamento xadrez bem desenvolvido, classificado como microclínio; o plagioclásio apresenta maclamento albita, por vezes está sem maclamento e alterado para sericita; o quartzo, em geral, apresenta-se em textura granular, em tamanho semelhante aos feldspatos, salvo localmente os de granulometria fina que apresentam trama granoblástica. Os principais minerais acessórios são alanita, zircão, opacos, \pm anfibólio e \pm titanita.

Charnockitos

A textura dos charnockitos é granular hipidiomórfica e há a ocorrência de antipertitas bem desenvolvidas e mimerquitas. A mineralogia essencial consiste em ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. A ocorrência do ortopiroxênio é reliquiar, raros estão preservados. A sua identificação é realizada em muitos casos pela presença de seus pseudomorfos, comumente o anfibólio e o clinopiroxênio (Fig.4D). Os minerais acessórios são: titanita, opacos e alanita.

1.8.2 Ortogranulito indiscriminado

O ortogranulito apresenta como textura dominante a granoblástica poligonal. Localmente, os minerais máficos estão recristalizados: orientados ou apresentam-se como agregados com trama granoblástica poligonal.

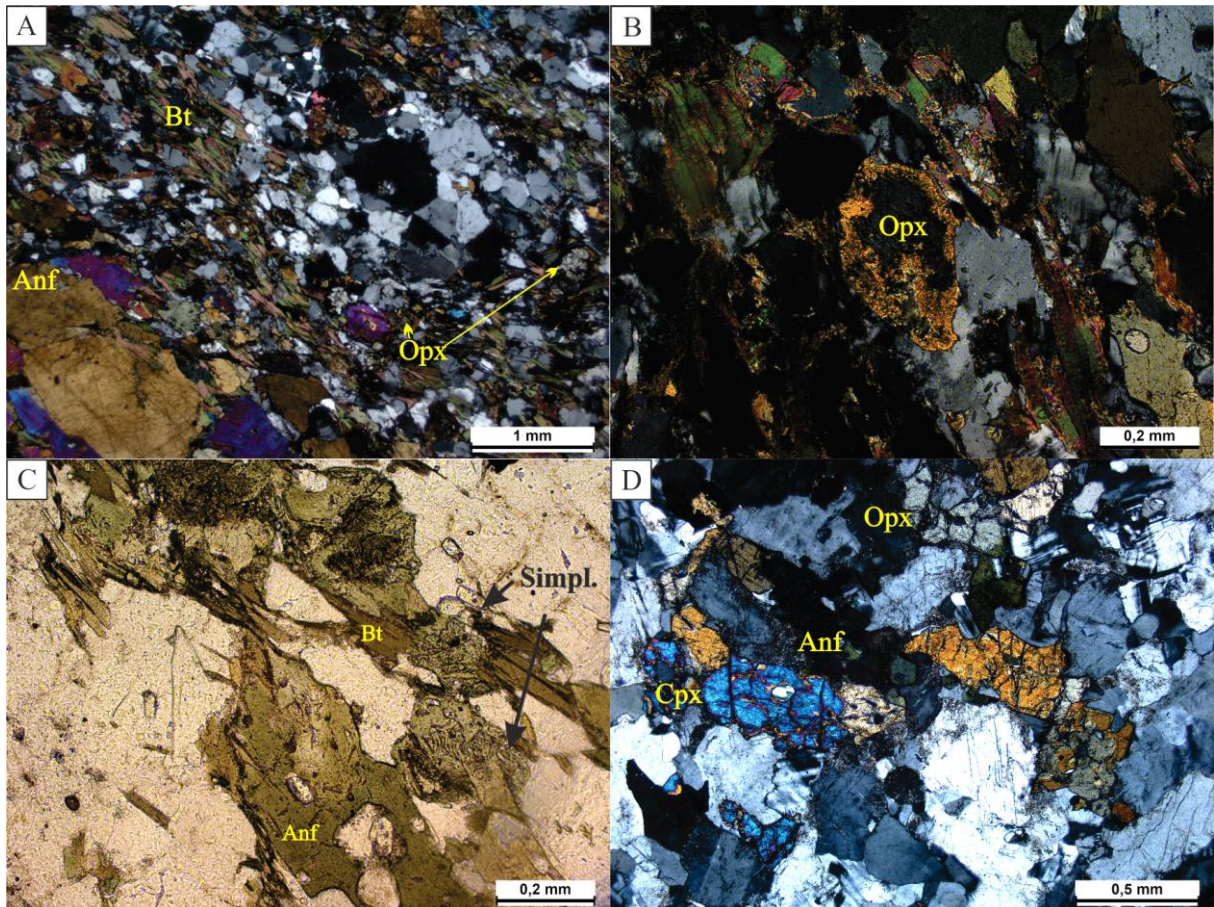


Figura 4 - Microtexturas das rochas do Complexo Aruanã. A) Porfiroclastos de anfibólio, e cristais de ortopiroxênio e biotita em matriz quartzo-feldspática em arranjo granoblástico poligonal. B) Textura uralítica em ortogranulito. C) Intercrescimento simplectítico de anfibólio e quartzo. D) Remanescentes de cristais de ortopiroxênio substituído por clinopiroxênio. Fotomicrografias em A, B e D foram tomadas em nicóis cruzados, a C em luz natural. *Opx* – ortopiroxênio, *Anf* – anfibólio, *Bt* – biotita, *Simpl.* – Simplectito, *Cpx* – clinopiroxênio.

Os maiores cristais apresentam formato subédrico, alguns com maclamento *carlsbad* e os grãos de quartzo apresentando apenas extinção ondulante e feições de recristalização (Fig.5A, B, C). Há a presença de mimerquitas, pertitas e texturas coroníticas (Opx-Anf). A mineralogia essencial consiste em ortopiroxênio, plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio \pm biotita. Ocorrem variações quanto a preservação do ortopiroxênio nessa unidade litológica. Em alguns casos está preservado e em outros está fortemente alterado, identificado apenas pelas feições texturais coroníticas. O clinopiroxênio ocorre associado ao ortopiroxênio, às vezes é produto de alteração do Opx, ocasionalmente formando pseudomorfos. Os minerais acessórios comuns são o zircão bem desenvolvido, opacos \pm titanita.

1.8.3 Complexo Bacajaí

No Complexo Bacajaí são identificados jotunitos e sienogranitos porfiroclásticos associados (rochas intrusivas da SIJJ).

Sienogranitos porfiroclásticos

A textura principal dos sienogranitos é a porfiroclástica, todavia há ocorrência de rochas de textura hipidiomórfica de granulação grossa (Fig.5D). É comum a presença da textura *mortar*, *ribbons* de quartzo, pertitas, mimerquitas e porfiroclastos poiquilíticos. A mineralogia essencial consiste em microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Os porfiroclastos são, sobretudo, de microclínio e subordinadamente de plagioclásio. Os minerais acessórios são os opacos e zircão.

Dentre os chanockitoides foram descritos também rochas jotuníticas, cuja textura dominante é a granular hipidiomórfica. A granulação da rocha é grossa e nesse caso não são identificados quaisquer feições de recristalização no *subsolidus*. A mineralogia essencial da rocha é: ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, plagioclásio e quartzo. Os minerais máficos dominantes são a biotita e o clinopiroxênio, subordinadamente o ortopiroxênio. Os minerais acessórios principais são o zircão e opacos.

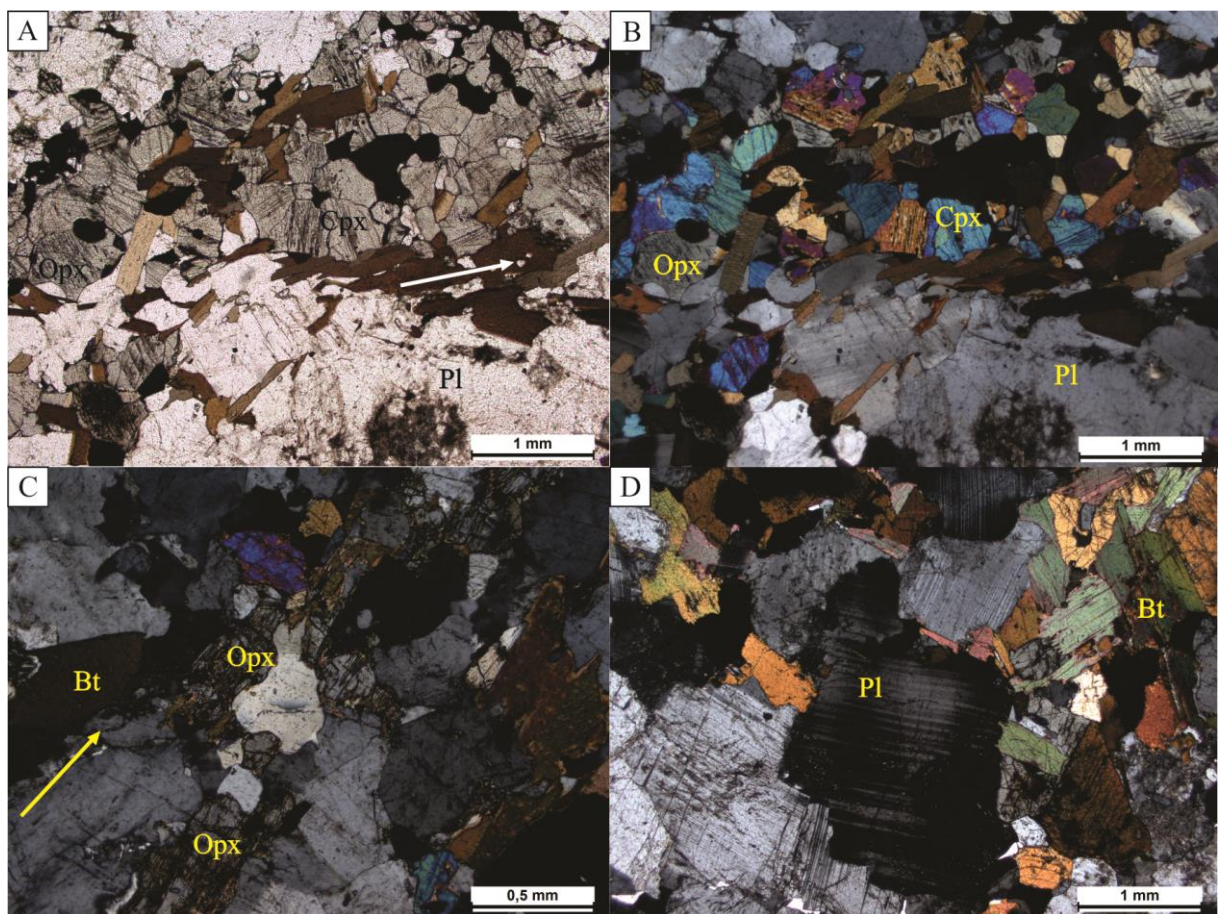


Figura 5 - Microtexturas das rochas granulíticas indiscriminadas. A) e B) Trama granoblástica poligonal (anfíbólio e piroxênio), enquanto que a biotita apresenta uma orientação preferencial. C) Ortopiroxênios e plagioclásios orientados. Microtextura de rocha do Complexo Bacajá. D) Textura granular com grau de recristalização baixo, rocha de granulação grossa. Fotomicrografias em B, C e D foram tomadas em nicóis cruzados, a A em luz natural. *Opx* – ortopiroxênio, *Bt* – biotita, *Cpx* – clinopiroxênio, *Pl* – plagioclásio.

1.8.4 Suíte Intrusiva Arapari

As rochas da suíte intrusiva Arapari são monzo a sienogranitos porfiroclásticos, alguns apresentando foliação milonítica incipiente.

Granitóides porfiroclásticos (monzo a sienogranitos)

A textura principal dos granitoides é a porfiroclástica. Os megaporfiroclastos (> 3cm) são principalmente de microclínio poiquilítico, subordinadamente de plagioclásio. É comum a presença de textura *mortar*, pertitas e mimerquitas (Fig.6B). Os cristais de quartzo apresentam texturas *ribbons* (Fig.6A), são alongados e localmente estão recristalizados segundo a trama granoblástica interlobada e granoblástica poligonal. As texturas ígneas estão preservadas, principalmente os megacristais subédricos, bem desenvolvidos, em especial os feldspatos que sofreram pouca ou nenhuma recristalização nas suas bordas. Além, também do típico maclamento ígneo *carlsbad* bem preservado e até observável a olho nu. Em graus maiores de milonitização, são identificados uma foliação protomilonítica, em que a matriz está cominuída, mas ainda com os porfiroclastos preservados e rotacionados. Os minerais essenciais são o microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. Os minerais acessórios são: titanita, zircão, opacos e alanita.

1.8.5 Suite Intrusiva João Jorge

Monzogranitos

A textura principal dos monzogranitos é a granular hipidiomórfica (Fig. 6C e D). Localmente, há cristais de biotita orientados de forma incipiente e de quartzo recristalizados em trama granoblástica interlobada. Ocorre também mimerquitas e pertitas. A mineralogia essencial consiste em microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Os minerais acessórios são zircão, opacos, alanita (por vezes maclada) e titanita. A alanita e titanita estão bem desenvolvidas, variando de euédricas a subédricas.

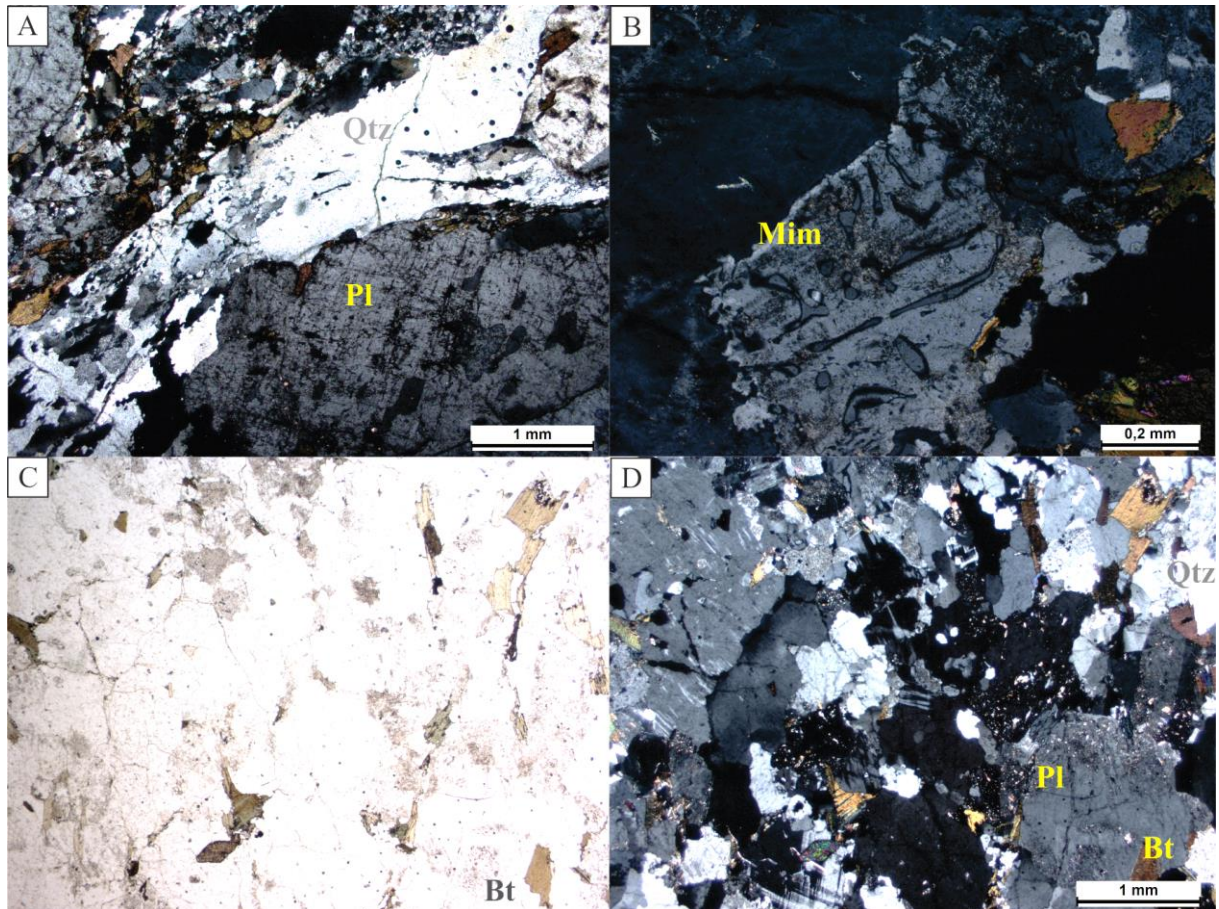


Figura 6 - Microtexturas das rochas da Suíte Intrusiva Arapari (A e B) e Suíte Intrusiva João Jorge (C e D). A) *ribbons* quartzo em volta de cristais de plagioclásio. B) Feições de exsolução, mimerquítas. C) e D) Textura granular hipidiomórfica.

CAPÍTULO 2 EVOLUÇÃO DE UM SEGMENTO RIACIANO NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO COM BASE EM DADOS U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL: O CASO DO NORDESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ

RESUMO

A porção nordeste do Domínio Bacajá, sudeste do Cráton Amazônico, é composta por suítes intrusivas relacionadas ao Ciclo Transamazônico, além de componentes gnáissicos e sequências metavulcanossedimentares mais antigas. Análises U-Pb e Lu-Hf por LA-ICPMS em zircão e Sm-Nd em rocha total das unidades litoestratigráficas representativas das suítes intrusivas e dos terrenos gnáissicos, granulíticos permitiram propor uma evolução dessa região no período entre o Neoarqueano e o Riáciano. Os ortognaisses apresentam a idade de 2630 ± 15 Ma, registro mais antigo obtido neste estudo, e representam fragmentos de uma crosta retrabalhada ($\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ apresenta valores subcondríticos = -0,3 a -1,7 e $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -3,08$ a -2,98) cujas idades modelo Hf- T_{DM}^{C} e Nd- T_{DM} apontam que o material que deu origem a esse ortogneisse foi extraído do manto no Mesoarqueano (3,0-3,2 Ga). As suítes intrusivas riácianas e o enclave de ortogranulito indiscriminado apresentam dois principais eventos magmáticos nos períodos de 2,12-2,09 Ga e 2,08-2,06 Ga e um evento metamórfico de alto grau ca. 2,09 Ga. Os zircões identificados do ortogranulito de 2,12 Ga são interpretados como relacionados a um arco magmático (estágio pré-colisional) na margem de um continente Neoarqueano. Além disso, os isótopos de Pb e Hf mostram que a rocha de 2,12 Ga se formou a partir de uma crosta acrescida no neoarqueano (ca. 2,6 Ga), que sofreu um evento metamórfico de 2,09 Ga de alto grau em um estágio descompressional. Por fim, as rochas ígneas de 2,08 a 2,06 do NE do Domínio Bacajá se formaram a partir da crosta continental acrescida durante o Neoarqueano (2,8-2,5 Ga) e que o evento magmático pós-colisional do DB se estendeu até 2,06 Ga.

Palavras-chave: Domínio Bacajá, Ciclo Transamazônico, U-Pb e Lu-Hf por LA-ICP-MS, zircão, Sm-Nd em rocha total.

1 INTRODUÇÃO

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), no norte e nordeste do Cráton Amazônico, é definida como um orógeno cuja evolução é atribuída ao intervalo de 2,26 a 1,95 Ga, relacionada ao Ciclo Transamazônico (Tassinari & Macambira 2004). Essa província tem sido alvo de diversos estudos e, mais recentemente, no bloco Amapá (Escudo das Guianas), foram obtidos os primeiros dados por meio dos métodos acoplados U-Pb e Lu-Hf em zircão (Milhomem & Lafon 2019). Enquanto na porção sudeste da PMI, no Domínio Bacajá (DB), as idades de cristalização têm sido obtidas, sobretudo, por meio de evaporação de Pb em zircão e as idades de extração mantélica por meio de rocha total (Sm-Nd). Através desses dados geocronológicos no DB, associados com outros dados geológicos, foi possível inferir a sua evolução dividida em diferentes estágios orogênicos inclusos no Ciclo Transamazônico: suítes pré-colisionais de 2,21 a 2,13 Ga, suítes sin- a tardicolisionais de 2,1 Ga e suítes tardi- a pós-colisionais de 2,09 a 2,07 Ga (Vasquez *et al.* 2008b). Esse domínio é composto

essencialmente por granitoides, incluindo rochas da série charnokítica com ca. 2,2-2,1 Ga; ocorrências de rochas de alto a médio grau metamórfico (gnaisses, granulitos e migmatitos) por volta de 2,4 a 2,9 Ga; e sequências metavulcano-sedimentares do Sideriano ca. 2,3-2,4 Ga (Cristo 2018, Macambira *et al.*, 2009, Macambira & Ricci 2013, Santos 2003, Vasquez *et al.* 2005, Vasquez 2006).

O Domínio Bacajá se localiza adjacente ao bloco Carajás, incluso na principal província arqueana do Cráton Amazônico, e foram ensejadas investigações sobre possíveis correlações e definições de limites entre eles. Motta *et al.* (2019), a partir de dados geofísicos aliados com dados geocronológicos prévios, sugerem que o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás compartilham estágios de evolução antes do evento Transamazônico. E, portanto, é uma área chave na compreensão da evolução da PMI e de eventos arqueanos no Cráton Amazônico.

Neste trabalho são apresentados dados U-Pb e Lu-Hf em zircão inéditos para as rochas do NE do Domínio Bacajá, além de dados Sm-Nd em rocha total, a fim de identificar eventos magmáticos, discutir a origem de suas fontes a estabelecer a formação/evolução da crosta e sua relação com o Ciclo Transamazônico.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cráton Amazônico é definido como uma entidade geotectônica estável a partir do Neoproterozoico, cuja compartimentação em províncias foi gradativamente aprimorada por diferentes autores (Cordani *et al.* 1979, Santos *et al.* 2000, 2006, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari & Macambira 1999, 2000). Nos modelos propostos, a porção sudeste do Cráton referida como a Província Amazônia Central (PAC) (Cordani *et al.* 1979, Tassinari & Macambira 1999, 2004) ou Província Carajás (Santos *et al.* 2000, 2006), constitui um núcleo arqueano, em volta do qual as demais províncias proterozoicas se aglutinaram (Amaral 1974, Cordani *et al.* 1979. Adjacente à porção oriental da PAC, na borda norte-nordeste do Cráton Amazônico, ocorre a PMI, cuja evolução principal ocorreu no intervalo de 2,2 a 1,95 Ga (Tassinari & Macambira 2004) (Fig.1).

No segmento sul da PMI, desde a década de 1980, é reconhecido o retrabalhamento de rochas arqueanas no Transamazônico (Santos *et al.* 1988). Teixeira *et al.* 1989 propuseram a continuidade da PMI a sul da Bacia do Amazonas, englobando o segmento atualmente conhecido como Domínio Bacajá (nomenclatura proposta por Santos, 2003). Os limites a oeste deste domínio foram estabelecidos após estudos de Vasquez *et al.* (2008a, b) a leste é

limitado pelas rochas do cinturão Araguaia; a norte pela Bacia do Amazonas e a sul pelo bloco Carajás.

Os dados geocronológicos prévios foram, posteriormente, corroborados a partir da aplicação de métodos de maior acurácia e precisão, como o U-Pb e evaporação de Pb em zircão, e Sm-Nd em rocha total (Macambira *et al.* 2009, Vasquez *et al.* 2005, 2008, Vasquez 2006). No entanto, além disso evidenciaram acreção de crosta neoarqueana de 2,7 a 2,5 Ga no DB; formação de crosta sideriana <2,5 a 2,3 Ga e a presença de crosta mesoarqueana de 3,0 a 2,9 Ga. Em linhas gerais, o Domínio Bacajá é composto por associações tectônicas que representam fragmentos arqueanos e siderianos, granitóides de arcos magmáticos riacianos, granitoides e rochas intrusivas da série charnockítica (Vasquez *et al.* 2008c).

No mapeamento da Folha Tucuruí, Macambira & Ricci (2013) reviram a cartografia geológica, petrologia e a estratigrafia de algumas unidades como previamente descritas em Vasquez *et al.* (2008c). Além disso, individualizaram novas unidades como o Granulito Tuerê, Sequência Igarapé Vinte e Quatro e Ultramafito Manduacari. Dentre as unidades do DB, todas as compreendidas nas suítes intrusivas riacianas e uma unidade arqueana foram alvo deste estudo e serão descritas de forma sucinta, a seguir.

O Complexo Aruanã (CA) ocorre na porção setentrional do DB, imediatamente a sul da Bacia do Amazonas, na forma de larga faixa WNW-ESE e é constituído predominantemente por ortogranulitos. Leucossomas sódicos e bandas quartzo-feldspáticas são outras estruturas concordantes muito comuns, além de subordinados mobilizados e pegmatitos graníticos, concordantes a discordantes (Macambira & Ricci 2013, Vasquez *et al.* 2008c). Segundo Barros & Besser 2015, em mapeamento de detalhe (1:100.000), neste complexo foram descritos metagranitoides foliados e bandados, além de ortognaisses metamorfisados na fácies anfíbolito inferior e anfíbolitos. Apesar de em muitos casos as paragêneses minerais dos granulitos indicarem uma fácies anfíbolítica, é sustentado que a identificação da fácies de alto grau se dá sobretudo em razão da identificação das texturas granoblástica interlobada, *flaser* ou poligonal (Ricci 2006, Vasquez *et al.* 2008c). De modo geral, as rochas desse complexo indicam afinidade cálcio-alcalina dos protólitos ígneos e mostram uma assinatura de enriquecimento dos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE). Portanto, em termos de ambiente tectônico, estes padrões geoquímicos evidenciam assinatura de magmatismo cálcio-alcalino gerado em arcos vulcânicos em margem continental (Macambira & Ricci 2013). Os granitoides desse complexo, descritos por Besser (2012), apresentaram também afinidade

cálcio-alcálica do grupo dos granitoides de arco vulcânico ou sincolisionais. Uma datação de evaporação de Pb em zircão de um granulito (localizado ao norte da Folha Tucuruí) foi realizada por Vasquez *et al.* (2008c). A idade média de três cristais de zircão evaporados foi de 2606 ± 4 Ma e foi interpretada como sendo a idade mínima de cristalização do protólito ígneo. Nas proximidades da cidade de Pacajá, mobilizados graníticos foram datados por LA-ICPMS e forneceram a idade de 2122 ± 18 Ma (em zircões de baixa razão Th/U). Esta idade foi interpretada como relacionada a um evento metamórfico de alto grau (Macambira & Ricci 2013). A oeste desta Folha, Barros & Besser (2015) obtiveram uma idade de 2586 Ma, pelo método de evaporação de Pb em zircão e a sudoeste desta Folha, um gnaiss tonalítico, nas proximidades do garimpo Manelão apresentou a idade de 2671 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão) e valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t) = 2,66$ e $T_{DM} = 2,65$ Ga (Macambira *et al.* 2009).

O Complexo Bacajaí ocorre como um complexo intrusivo na forma de batólitos e plútons irregulares a lentiformes ou ainda como plútons estirados, na forma de “charutos” orientados segundo WNW-ESE a NW-SE no DB. Segundo Vasquez *et al.* (2008c) essa unidade é constituída por enderbitos e charnoenderbito, subordinadamente ocorrem charnockitos, jotunitos e mangeritos. De acordo com Ricci (2006), apesar de algumas rochas não apresentarem ortopiroxênio, outras feições são diagnósticas para comprovar uma colocação profunda desses granitoides. Intercrescimentos mesopertíticos, antipertíticos, macropertitas e cristais de alanita bem desenvolvidos são exemplos dessa colocação profunda. Os litotipos deste complexo apresentam afinidade geoquímica cálcio-alcálica de médio a alto potássio, sódicos, metaluminosos, comparáveis aos granitoides do tipo I Cordilheirano, enriquecidos em LILE e ETRL, com assinatura de rochas geradas em arcos magmáticos. São tidos como corpos orogênicos coincidentes com o ápice da colisão continental durante a evolução do Ciclo Transamazônico (Macambira & Ricci 2013). Uma datação, na porção centro-leste da Folha Tucuruí, foi realizada pelo método de evaporação de Pb em três grãos de zircão de um enderbito. A idade média obtida foi de 2090 ± 6 Ma e é interpretada como a idade de cristalização desta rocha charnockítica do Complexo Bacajaí (Macambira & Ricci 2013). Ao sul desta Folha, charnockitoides deste complexo foram datados pelos métodos U-Pb SHRIMP e evaporação de Pb em zircão, e apresentaram idades entre 2114 Ma e 2094 Ma (Faraco *et al.* 2005; Monteiro 2006).

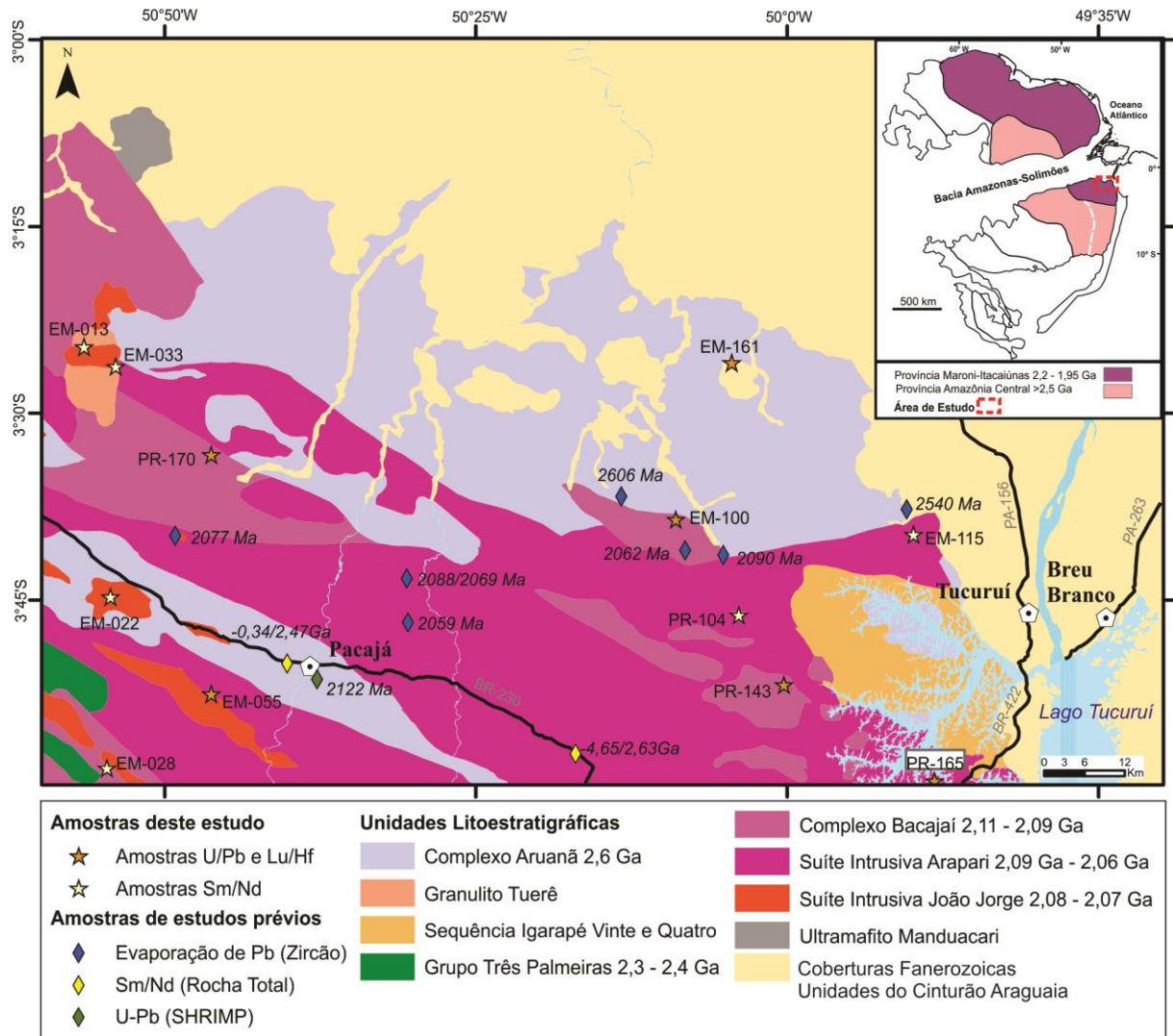


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da Folha Tucuruí SA. 22-Z-C com a localização das amostras deste estudo e trabalhos anteriores (Modificado de Macambira & Ricci 2013).

A Suíte Intrusiva Arapari agrupa batólitos e plútons de composição charnockítica a charnoenderbítica que ocorrem como corpos fortemente estirados orientados segundo WNW-ESE (Vasquez *et al.* 2008c). Segundo Macambira & Ricci (2013), os litotipos dessa suíte variam desde porfíricos/megaporfíricos a equigranulares, preservados e/ou com bandamento ígneo, até localmente gnaissificados nas bordas, controladas por zonas transcorrentes regionais dextrais e em geral, estão “descharnockitizados” de forma semelhante ao Complexo Bacajá. Esta suíte apresenta um magmatismo cálcio-alcalino de médio K a shoshonítico, metaluminoso, enriquecimento em LILE e ETRL, condizentes com participação crustal no processo de geração dos magmas, em ambiente de margem continental ativa. É associada a um magmatismo orogênico, tardi a pós-colisional (Macambira & Ricci 2013). As rochas desta suíte nesta área têm idades Pb-Pb em zircão de 2088 ± 2 Ma, 2069 ± 2 Ma e 2059 ± 4 Ma interpretadas como idades mínimas de cristalização e foi sugerido que ocorreram

vários pulsos magmáticos na geração dessa suíte (Macambira & Ricci 2013). Nessa unidade foram obtidos, além dos dados de evaporação de Pb, dados de isótopos de Nd. No oeste e norte do Domínio Bacajá as rochas charnockíticas desta suíte apresetaram idades Pb-Pb e U-Pb em zicão entre 2086 Ma e 2070 Ma (Macambira *et al.* 2009, Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008a). Os corpos do oeste do domínio apresetaram idades T_{DM} Nd 2,46 e 2,47 Ga e ϵNd de -2,40 e -3,12 (Vasquez 2006).

Na porção centro-norte do DBJ ocorrem vários batólitos e plútons graníticos, geralmente de forma alongada segundo *trend* regional NW-SE, os quais são agrupados na Suíte Intrusiva João Jorge. Esta unidade é composta de monzo e sienogranitos, raros granodiorito que intrudem a maior parte das unidades mais antigas no Domínio Bacajá (Vasquez *et al.* 2008c). A Suíte Intrusiva João Jorge é representada quimicamente por granitos e álcali-granitos evoluídos, potássicos, ferrosos, cálcio-alcalinos a alcalinos, peraluminosos a metaluminosos, com enriquecimento em LILE e ETRL e empobrecimento em HFSE e ETRP. Possuem afinidade com granitos pós-colisionais e assinatura preservada de protólitos de arcos vulcânicos (Macambira & Ricci 2013). As idades de cristalização, obtidas por evaporação de Pb, para as rochas desta unidade são de 2077 ± 2 Ma, 2077 ± 5 Ma, 2077 ± 3 Ma (Vasquez *et al.* 2005, Macambira & Ricci 2013, Macambira *et al.* 2009). Na porção oriental do DB, Macambira *et al.* 2009 identificaram componentes juvenis siderianos ($\epsilon Nd_{2,08Ga}$ de -0,6 e T_{DM} de 2,33 Ga) e um component crustal neoarqueano ($\epsilon Nd_{2,08Ga}$ de -4,12 e T_{DM} de 2,57 Ga). Já na porção ocidental, Vasquez (2006), identificou também uma component crustal neoarqueano ($\epsilon Nd_{2,08}$ de -6,49 e -5,8 e T_{DM} de 2,73 e 2,65). Dados que sugerem uma origem desses granitos a partir da fusão das rochas do embasamento neoarqueano, localmente com a participação de um componente juvenil e paleoproterozoico.

3 METODOLOGIA

3.1 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras analisadas neste trabalho foram coletadas durante campanhas de campo realizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na Folha Tucuruí (Macambira & Ricci 2013). No laboratório de separação de minerais da UFPA foi realizado o procedimento de preparação das amostras que consistiu na pulverização, seguido da separação granulométrica, magnética e de densidade por meio de bateamento com água e álcool. Por fim, foram selecionados os grãos com o auxílio de uma lupa binocular para a montagem das seções polidas (*mount*).

As imagens em catodoluminescência (CL) foram obtidas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo LS15-Zeiss, do laboratório da Superintendência Regional da CPRM em Belém. As seções polidas foram cobertas por uma película de ouro de 5µm de espessura e, para o imageamento, inseridas no MEV com as condições de alto vácuo ($3,0 \times 10^{-5}$ mPa), detector EVO15RHS-CL com voltagem de 13kV, corrente de chegada de 10 nA e ampliação de 200x.

3.2 ANÁLISES U-Pb EM ZIRCÃO

As análises U-Pb em zircão foram realizadas no espectrômetro de massa Thermo Finnigan modelo Neptune, com multi-coletor e fonte de plasma, acoplado ao laser Nd:YAG LSX-213 G2 CETAC (LA-ICPMS), do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). Para as análises, as seções polidas das amostras foram acomodadas na câmara do laser em conjunto com cristais de zircão padrões (GJ01 e Plesovic) que foram analisados de forma intercalada com as amostras. Os parâmetros instrumentais e configurações do espectrômetro e do laser estão de acordo com o estabelecido em Milhomem & Lafon (2019), além dos protocolos de correções das razões isotópicas e reduções dos dados brutos processados em planilhas Excel para cálculo das idades. O fracionamento induzido pelo laser e a discriminação instrumental de massa são corrigidas utilizando a razão isotópica do GJ-1 ($608,5 \pm 1,5$ Ma; Jackson *et al.* 2004) e os valores das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ foram corrigidos da interferência de ^{204}Hg no ^{204}Pb . O zircão Plesovic foi analisado como material referencial secundário para testar a acurácia dos dados. Os cálculos das idades e a apresentação dos resultados isotópicos no diagrama da Concórdia foram realizados utilizando o programa Isoplot/EX 3.0 e 4.15 de Ludwig (2003).

3.3 ANÁLISES Lu-Hf EM ZIRCÃO

De forma semelhante, o procedimento para as análises Lu-Hf em zircão foi realizado utilizando os mesmos equipamentos para as análises U-Pb e as configurações dos coletores, instrumentos, parâmetros de operação do espectrômetro e do laser estão de acordo com o estabelecido em Milhomem & Lafon (2019), assim como as respectivas correções das razões isotópicas e de fracionamento.

Os dados isotópicos brutos foram compilados em planilhas de Excel para correção das razões isotópicas. As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de grãos de zircão desconhecidos foram normalizadas com base na comparação com as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ do padrão GJ-1, analisado de forma intercalada com as amostras. Os cálculos de ϵ_{Hf} e de idades modelo em estágio duplo

utilizaram a constante de decaimento de $1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Scherer *et al.* 2001, Söderlund *et al.* 2004), os valores das razões atuais de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0336 e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,282785 para o reservatório condrítico uniforme (CHUR) (Bouvier *et al.* 2008) e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0388 e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,28325 para o Manto Empobrecido (DM) (Andersen *et al.* 2009). Para a idade modelo crustal (T_{DM}^{C}) a razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,015 foi assumida (Griffin *et al.* 2002, 2004).

3.4 ANÁLISE Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

As análises Sm-Nd em rocha total foram igualmente realizadas no Laboratório Pará-Iso, seguindo os procedimentos analíticos de Gioia e Pimentel (2000) e Oliveira *et al.* (2008). Aproximadamente 100 mg de amostra em pó de rocha foram misturadas com 100 mg de traçador ^{149}Sm - ^{150}Nd e dissolvidos em ácidos HNO_3 , HF e HCl . A extração de elementos de interesse foi feita em duas etapas de cromatografia de troca iônica em colunas de teflon, nas quais foram utilizadas as resinas DOWEX-8 AG para a extração dos ETR e a resina Ln Eichron para a separação do Sm e do Nd. As análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas no espectrômetro de massa TRITON. Os dados foram normalizados pela razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 e as idades de residência crustal foram calculadas a partir dos modelos de De Paolo (1988) para o manto empobrecido (DM).

4 PETROGRAFIA

As amostras analisadas neste trabalho foram selecionadas de acordo com a representatividade e sua dispersão na área de estudo. A seguir são descritas petrograficamente 6 amostras cujos zircões foram analisados pelos métodos de U-Pb e Lu-Hf.

4.1 EM-161: GNAISSE MONZOGRANÍTICO - COMPLEXO ARUANÃ

A amostra EM-161A é um ortogneisse coletado na porção setentrional da área de estudo, no limite com as coberturas fanerozoicas da Bacia do Amazonas, e está inserida no Complexo Aruanã (Fig. 1). É um gnaisse de composição monzogranítica, porfiroclástico e apresenta granulação grossa a média. De forma geral, os porfiroclastos são de microclínio e plagioclásio que são contornados por biotita lepidoblástica e matriz quartzo-feldspática em arranjo granoblástico com contatos interlobados e poligonais (Fig. 2A). Localmente, há ocorrência de titanitas (mineral acessório) recristalizadas, orientadas e outras ainda preservadas subédricas (Fig. 2B).

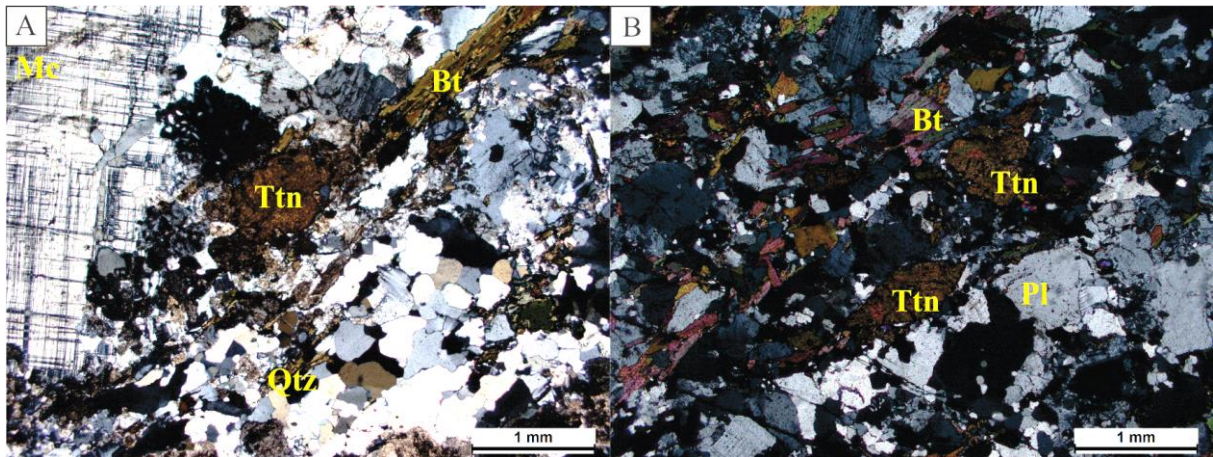


Figura 2 - Microtexturas do Complexo Aruanã (Amostra EM161A). A) Matriz quartzo-feldspática em arranjo granoblástico com contatos interlobados e poligonais. B) Titanitas recrystalizadas e orientadas com as lamelas de biotita. Ambas fotomicrografias foram tomadas com nicóis cruzados.

4.2 PR-143: ORTOGRANULITO

Na porção centro-sul da área de estudo (Fig. 1) foi coletado um enclave de um metatonalito granulítico hospedado em rochas charnockíticas reequilibradas do Complexo Bacajaí Bacajaí (PR-143). Esta amostra trata-se de um ortogranulito de granulação grossa a média, e apresenta como minerais essenciais o ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo (\pm biotita). Os grãos de quartzo em geral apresentam extinção ondulante e ocorrem feições microtexturais distintas: agregados de piroxênios e minerais opacos em trama granoblástica poligonal e alguns cristais de plagioclásio e ortopiroxênio orientados (Fig. 3A e B).

4.3 PR-170: MONZOGRANITO - COMPLEXO BACAJAÍ

A amostra PR-170 foi coletada no centro-oeste da Folha Tucuruí e está inserida no Complexo Bacajaí (Fig. 1). Trata-se de um monzogranito porfiroclástico, granulação grossa a média, cuja composição mineralógica essencial consiste em microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Os porfiroclastos são, sobretudo, de microclínio e subordinadamente de plagioclásio. Apresenta microtexturas de *ribbons* de quartzo, mimerquitas e porfiroclastos poiquilíticos (Fig. 3C).

4.4 EM-100: METATONALITO - COMPLEXO BACAJAÍ

No centro da área de estudo foi amostrado um metatonalito porfiroclástico do Complexo Bacajaí (EM-100) e sua composição mineralógica essencial consiste em hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo (Fig. 1). As fases acessórias são zircão e minerais opacos e, as fases secundárias são representadas por sericita e clorita, produto de alteração do plagioclásio e da biotita, respectivamente. Os porfiroclastos são essencialmente de

plagioclásio, recobertos por anfibólio ou da biotita. A hornblenda, o mineral máfico dominante, perfaz um pouco menos da metade da composição modal da rocha e está fortemente orientada que sugere uma deformação dúctil (Fig.3D).

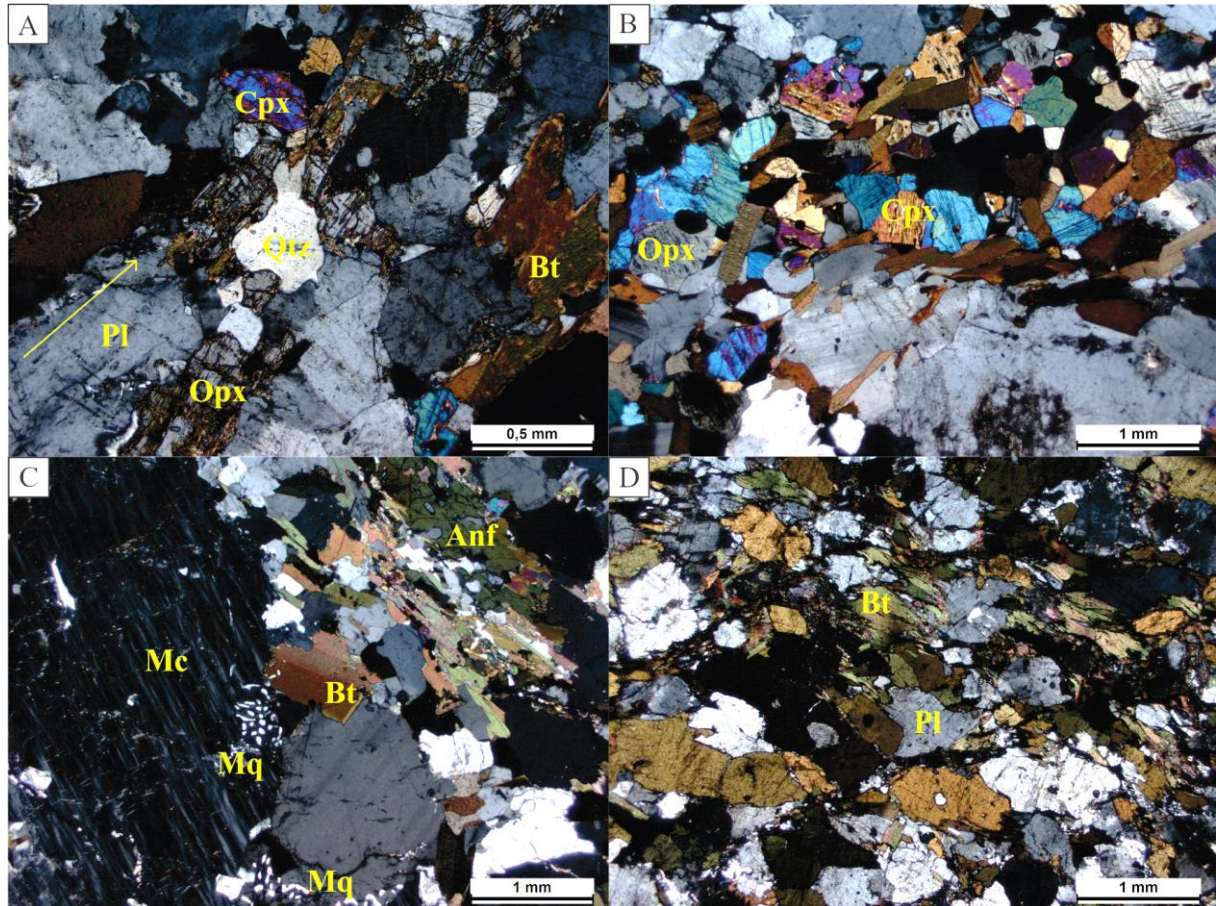


Figura 3 - Microtexturas do Complexo Bacajaí e do ortogranulito indiscriminado. A) Plagioclásio e ortopiroxênios orientados. B) Trama granoblástica interlobada e poligonal. C) Porfiroclastos de microclínio com mimerquitas no seu entorno. D) Biotitas e plagioclásios fortemente orientados resultadado de uma deformação milonítica. Fotomicrografias tomadas com nicóis cruzados.

4.5 PR-165: SIENOGRANITO - SUÍTE INTRUSIVA ARAPARI

Na porção extremo sudeste da Folha Tucurui, inserida na Suíte Intrusiva Arapari, foi coletada a amostra PR-165 (Fig. 1). Trata-se de um sienogranito porfiroclástico (Fig.4A), sendo que os megaporfiroclastos (> 3cm) são principalmente de microclínio poiquilítico, subordinadamente de plagioclásio. Os cristais de quartzo apresentam texturas *ribbons*, alongados e localmente estão recristalizados segundo a trama granoblástica interlobada. As texturas ígneas estão preservadas, principalmente os megacristais subédricos, em especial os feldspatos, que foram pouco ou nada recristalizados. Além, também, do típico maclamento ígneo *carlsbad*, bem preservado e até observável a olho nu. Onde a milonitização é mais importante, é identificada uma foliação protomilonítica, em que a matriz está cominuída, mas ainda com os porfiroclastos preservados e rotacionados. Os minerais essenciais são o

microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. É comum também a presença de textura *mortar*, pertitas, antipertitas e mimerquitas.

4.6 EM-55: GRANODIORITO - SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE

A amostra EM-55 foi coletada na porção sudoeste da folha (Fig. 1), inserida na Suíte Intrusiva João Jorge. É um granodiorito inequigranular hipidiomórfico (Fig. 4B). Os cristais de plagioclásio encontram-se imbricados, os quartzos apenas com extinção ondulante sem maiores feições de recristalizações.

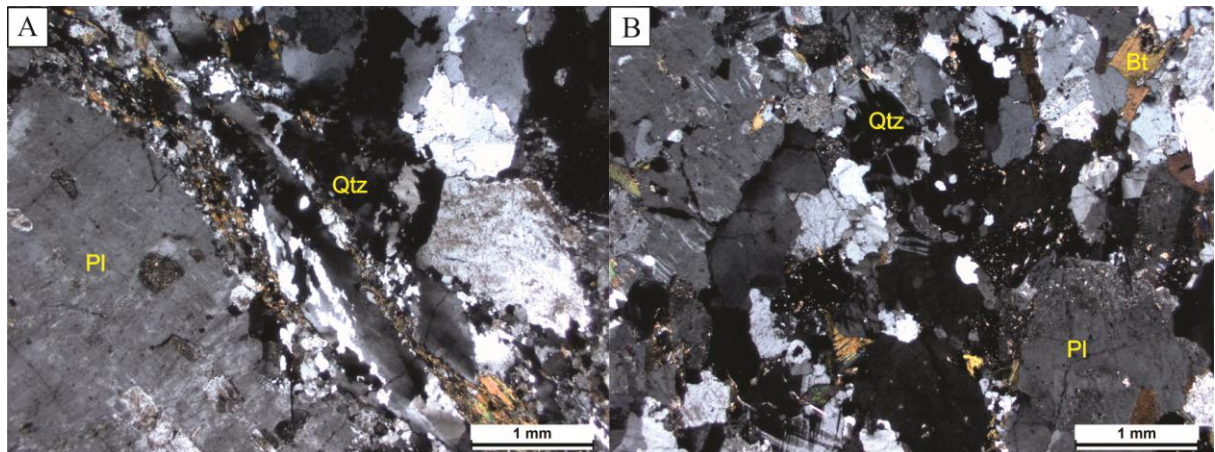


Figura 4 - Microtexturas das Suítes Intrusivas Arapari e João Jorge. A) Porfiroclastos de plagioclásio poiquilítico com *ribbons* quartzo no seu entorno. B) Textura inequigranular hipidiomórfica.

5 RESULTADOS ISOTÓPICOS

5.1 DADOS ACOPLADOS DE U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-ICPMS

Foram analisadas seis amostras de três unidades litoestratigráficas da região nordeste do Domínio Bacajá e mais um enclave de ortogranulito sem unidade litoestratigráfica definida. Duas amostras são do Complexo Bacajá e uma amostra de cada unidade restante, o Complexo Aruanã, Suíte Intrusiva Arapari, Suíte Intrusiva João Jorge, além do ortogranulito. Os dados U-Pb e Lu-Hf por LA-ICPMS foram obtidos por análise pontual em cristais de zircão selecionados na fração 175-125 μm . A partir das imagens de catodoluminescência, foi possível selecionar os pontos mais adequados para análise, isto é, evitando os locais metamíticos, inclusões e muito fraturados. E além disso, os pontos (*spots*) analisados que apresentaram chumbo comum elevado ($f_{206} > 0,06$) não foram incluídos na tabela. Entre os pontos obtidos listados na tabela e representados no diagrama Concórdia, alguns (elipses vermelhas) não foram considerados na elaboração da Discórdia para obter a idade do intercepto superior. Em muitos casos, o critério de corte foi em razão desses pontos serem os mais discordantes no diagrama Concórdia ou, menos frequente, eles divergirem muito da idade média indicada pela Discórdia. As idades U-Pb concordantes ou, na maioria dos casos,

a idade do intercepto superior de cada amostra foram utilizadas para os cálculos dos parâmetros Lu-Hf.

5.1.1 Complexo Aruanã

Os cristais de zircão da amostra EM-161A são marrons, alongados, prismáticos, euédricos a subédricos. Nas imagens de catodoluminescência, os zircões apresentam um apagamento do zoneamento ígneo (*patchy zoning*) (Fig. 5, borda do zircão D1), possivelmente um princípio de setorização devido a recristalização em alto grau metamórfico. Inclusões de apatita são comuns (Fig. 5, zircão D3). Em geral, os grãos apresentam apagamentos do zoneamento ígneo que pode refletir o início de uma recristalização ou metamictização. As análises U-Pb foram realizadas em vinte e um cristais, dos quais, seis foram usadas na obtenção de uma Discórdia, cujo intercepto superior indicou a idade de 2630 ± 15 Ma (2σ , MSWD = 0,44, Fig. 8A), interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo do gnaiss. Apenas um grão concordante resultou na idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2632 ± 13 Ma (D1, 1σ , Tab. 1), em acordo com a obtida no intercepto superior.

Nove cristais de zircão concordantes a sub-concordantes (99,1-91,1%, Tab. 1) apresentaram valores de $\epsilon_{\text{Hf}} (2,63 \text{ Ga})$ predominantemente negativos e variando de -0,3 a -1,7, enquanto a idade modelo Hf- T_{DM}^{C} variou entre 3,2 Ga e 3,1 Ga (Tab. 2). Esses dados são indicativos que o protólito do gnaiss foi proveniente de uma crosta extraída do manto no Mesozoico.

5.1.2 Ortogranulito PR-143

A amostra PR-143 foi coletada a oeste do lago de Tucuruí (Fig. 1). Nas imagens em catodoluminescência os cristais de zircão dessa amostra são subédricos e apresentam zoneamento convoluto (Fig.5, zircão A4), apagamento do zoneamento ígneo/ausência de zoneamento (Fig.5, zircão C9), poções setorizadas (Fig.5, zircão C4, D2 e D8). São também observadas bordas com maior luminescência que circundam todos os cristais, mas estreitas demais para serem analisadas, além de eventuais inclusões. Ao total, foram analisados vinte e três cristais pelo método U-Pb, que resultaram na idade de intercepto superior de 2100 ± 10 Ma (2σ , MSWD = 2,0, Fig. 8B). Dentre esses, foi possível individualizar dois grupos de idades concordantes, as quais em razão da sua concordância foram consideradas como mais confiáveis que a idade do intercepto superior da Discórdia. A menor idade foi de 2086 ± 4 Ma (2σ , n=4), enquanto a maior idade foi de 2120 ± 4 Ma (2σ , n=6) e tais idades foram consideradas em algumas hipóteses de interpretação: a idade de ambos seria a de cristalização

dos protólitos ígneos, isto é, os cristais mais antigos, que cristalizaram em um momento anterior no mesmo magma foram interpretados como anticristais. Apesar do curto intervalo entre a formação de um e de outro, as idades concordantes bem definidas de cada um não se sobrepõem sobre seus respectivos erros, portanto, individualiza-se assim duas prováveis idades de cristalização. Entretanto, é mais provável que a idade concordante mais antiga seja do protólito ígneo e a mais jovem seja de um evento metamórfico, uma vez que esta idade já foi identificada (tanto em zircão como em monazita em paragnais) no oeste do DB (Vasquez *et al.* 2014) e, de forma geral os cristais desta amostra apresentam texturas típicas de metamorfismo em uma rocha de alto grau metamórfico.

Sete cristais concordantes e três cristais subconcordantes da amostra PR-143 foram analisados pelo método Lu-Hf. Em acordo com a divisão em dois grupos distintos de idades obtidos nas análises U-Pb, as análises Lu-Hf demonstraram um comportamento que reforça a distinção desses grupos. O grupo de menor idade apresentou exclusivamente valores negativos para $\epsilon_{\text{Hf}}(t=2,09 \text{ Ga})$ que variam entre -1,2 e -3,2, enquanto o grupo mais antigo apresentou principalmente valores positivos e alguns levemente negativos para $\epsilon_{\text{Hf}}(t=2,12 \text{ Ga})$ que variam entre 2,5 e -0,8. As idades modelos Hf- T_{DM}^{C} variaram entre 2,9 Ga e 2,7 Ga e entre 2,7 Ga e 2,5 Ga para o grupo mais jovem e o mais antigo, respectivamente.

5.1.3 Complexo Bacajá

Metatonalito EM-100

O grau de deformação do Domínio Bacajá é muito variado e na amostra EM-100 as feições microscópicas apontam para uma forte milonitização relacionada a zonas de cisalhamento NW-SE. A amostra EM-100 se localiza na porção central da área de estudo (Fig. 1). As feições dos cristais de zircão variam de euédricos a subédricos, alongados e prismáticos. Apresentam muitas feições de apagamento de zoneamento (Fig.6, zircão B2, B3 e C2) e de metamictização (Fig.6, zircão A1, A4 e C4). E nas bordas ou próximo a essas há uma zona distinta com luminescência mais intensa nas imagens de catodoluminescência. A partir da análise de vinte cristais de zircão foi obtida uma idade no intercepto superior de $2103 \pm 21 \text{ Ma}$ (2σ , MSWD = 1,3, Fig. 8C), que é interpretada como a idade de cristalização dessa rocha.

Ao total, foram analisados dez cristais de zircão para Lu-Hf (dois concordantes, 99,8-99,2%, quatro sub-concordantes 98,5-94,7% e cinco discordantes, > 94,7%). Os valores de

$\epsilon\text{Hf}_{(t=2,1\text{Ga})}$ são predominantemente negativos, e apresentam variações de 1,5 a -2,2, enquanto as idades modelos $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ variam entre 2,8 e 2,6 Ga (Tab. 2).

Monzogranito PR-170

A amostra PR-170 foi coletada próxima às margens do rio Uruanã, porção oeste da área de estudo (Fig. 1). Os cristais de zircão selecionados para análise são marrons, prismáticos, euédricos a subédricos. Nas imagens de CL apresentam zoneamento oscilatório conspícuo (Fig. 6). Em alguns cristais, as bordas apresentam uma luminescência mais forte e zonas mais enriquecidas em U (mais escuras). Os cristais dessa amostra apresentaram forte discordância no diagrama Concórdia e muitos não foram considerados no cálculo final da idade. Apenas os nove cristais mais concordantes foram utilizados e apresentaram no intercepto superior a idade de 2094 ± 11 Ma (2σ , MSWD = 0,95, Fig. 8D), interpretada como a idade de cristalização da rocha.

Dez cristais de zircão analisados da amostra PR-170 variaram em valores positivos e negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(2,09)}$, cujo intervalo obtido foi de 1,7 a -1,3. A idade modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ variou entre 2,7 e 2,6 Ga (Tab. 2).

5.1.4 Suíte Intrusiva Arapari

A amostra PR-165 foi coletada próxima a margem oeste do lago Tucuruí (Fig. 1). Os cristais de zircão são marrons e subédricos. Na imagem em CL apresentam zoneamento ígneo oscilatório bem desenvolvido, são observadas muitas inclusões e, em geral, os cristais mostram baixa luminescência (Fig. 6). A maioria dos cristais dessa amostra apresentaram valores altos de Pb comum, o que levou a serem desconsiderados nos cálculos das idades. A partir de oito pontos analíticos, com $f_{206} < 0,02$, foi possível obter uma idade de intercepto superior de 2080 ± 16 Ma (2σ , MSWD = 0,93, Fig. 8E), interpretada como a idade de cristalização da rocha PR-165.

Ao total, nove cristais de zircão da amostra PR-165 foram analisados pelo método Lu-Hf. Os valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t=2,08)}$ variam entre 1,1 e -2,9 e a idade modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ varia entre 2,8 e 2,6 Ga (Tab. 2).

5.1.5 Suíte Intrusiva João Jorge

A amostra EM-55 foi coletada próxima à cidade de Pacajá (Fig. 1). Os cristais de zircão dessa amostra são marrons, euédricos a subédricos e prismáticos. Nas imagens CL apresentam zoneamento oscilatório tipicamente ígneo e alguns apresentam feições distintas como núcleos duplicados ou zonas com baixa luminescência (Fig. 7). Os cristais analisados apresentaram-se muito discordantes, tanto acima quanto abaixo da curva Concórdia (Fig. 8F). Todavia, com base em onze cristais mais concordantes, foi possível obter uma idade do intercepto superior de 2062 ± 22 Ma (2σ , MSWD = 1,07, Fig.8F). Essa idade é interpretada como a idade de cristalização da Suíte João Jorge.

Nove cristais de zircão apresentaram valores predominantemente positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(t=2,06)}$, variando entre 1,8 e -0,3. A idade modelo Hf- T_{DM}^{C} varia de 2,7 e 2,5 Ga. Esses dados indicam uma provável origem mantélica neoarqueana para a formação dessa rocha (Tab. 2).

5.2 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Os resultados das análises Sm-Nd em rocha total estão listados na Tabela 3 e plotados no diagrama ϵ_{Nd} vs. idade (Ga) (Fig. 10). Quatro amostras (EM-161A, EM-100, PR-143 e PR-165) foram analisadas pelos métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total, além de mais seis amostras (EM 13B, EM 22, EM 28, EM 33A, EM115 e PR-143) complementares analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total. De uma forma geral, os valores $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ são predominantemente negativos e a partir da variação observada das idades modelo Nd- T_{DM} de 2,35 a 3,05 Ga é possível inferir três episódios distintos de geração de crosta. A primeira ocorreu no Mesoarqueano, entre 3,05 e 2,98 Ga; a segunda, no limite do Arqueano, entre 2,58 e 2,41 Ga e, por fim, a terceira no Riáciano, por volta de 2,35-2,36 Ga.

A primeira geração de crosta está representada pelos gnaisses neoarqueanos (EM-13B e EM-161A), cuja idade modelo Nd- T_{DM} varia de 3,05 Ga a 2,98 Ga, e dois granitoides (EM-33A, PR-104) que apresentam idade modelo Nd- T_{DM} de 2,78 e 2,93 Ga, respectivamente. No caso do granito EM-33a, ele foi coletado próximo ao Granulito Tuerê (Arqueano) e apresenta uma idade modelo inferior à dos gnaisses e superior a dos granitos riácianos contemporâneos. Portanto, pode se especular que essa amostra foi afetada por uma provável contaminação (ou mistura) de componentes arqueanos e sua idade modelo não teria significado geológico. Para o sienogranito PR-104 também se interpreta uma provável contaminação das rochas do embasamento não mapeadas. Outra possibilidade é que essas amostras são produto da fusão

no Riaciano de outro material, que foi extraído do manto no Neoarqueano, sem contaminação. Em especial no caso da PR-104, que tem sua idade modelo entre as maiores da região. Assim, o intervalo de 3,05 a 2,98 Ga é o mais provável para a primeira geração de crosta. As amostras pertencentes às unidades litoestratigráficas Complexo Bacajaí, Suíte Intrusiva Arapari e o ortogranulito representam a segunda geração de crosta no intervalo entre 2,58 Ga e 2,41 Ga. Essas unidades são representadas por rochas da série charnokítica e granitoides riacianos. Por fim, a última geração de crosta se deu aproximadamente no limite dos períodos Riaciano-Sideriano, por volta de 2,3 Ga, e é representada por granitoides da Suíte Intrusiva João Jorge.

Em suma, considerando as unidades litoestratigráficas, a idade de colocação e os dados isotópicos Nd, as amostras da área de estudo podem ser divididas nos seguintes grupos isotópicos/geocronológicos:

1. Gnaisses neoarqueanos (2,6 Ga) do Complexo Aruanã e Granulito Tuerê que apresentam idades T_{DM} mesoarqueanas (3,05 – 2,98 Ga) e valores de $\epsilon Nd(t)$ negativos, entre -3,08 e -2,95.
2. Granulito indiscriminado e granitoides riacianos (2,1 – 2,06 Ga) do Complexo Bacajaí e Suíte Intrusiva Arapari que apresentam idades T_{DM} no limite do Arqueano (2,58 – 2,41 Ga) e valores de $\epsilon Nd(t)$ negativos entre -2,26 e -1,46.
3. Granitoides riacianos (2,07 Ga) da Suíte Intrusiva João Jorge que apresentam idades T_{DM} no limite do sideriano (2,35 – 2,36 Ga) e valores de $\epsilon Nd(t)$ negativos entre -1,45 e -0,88.

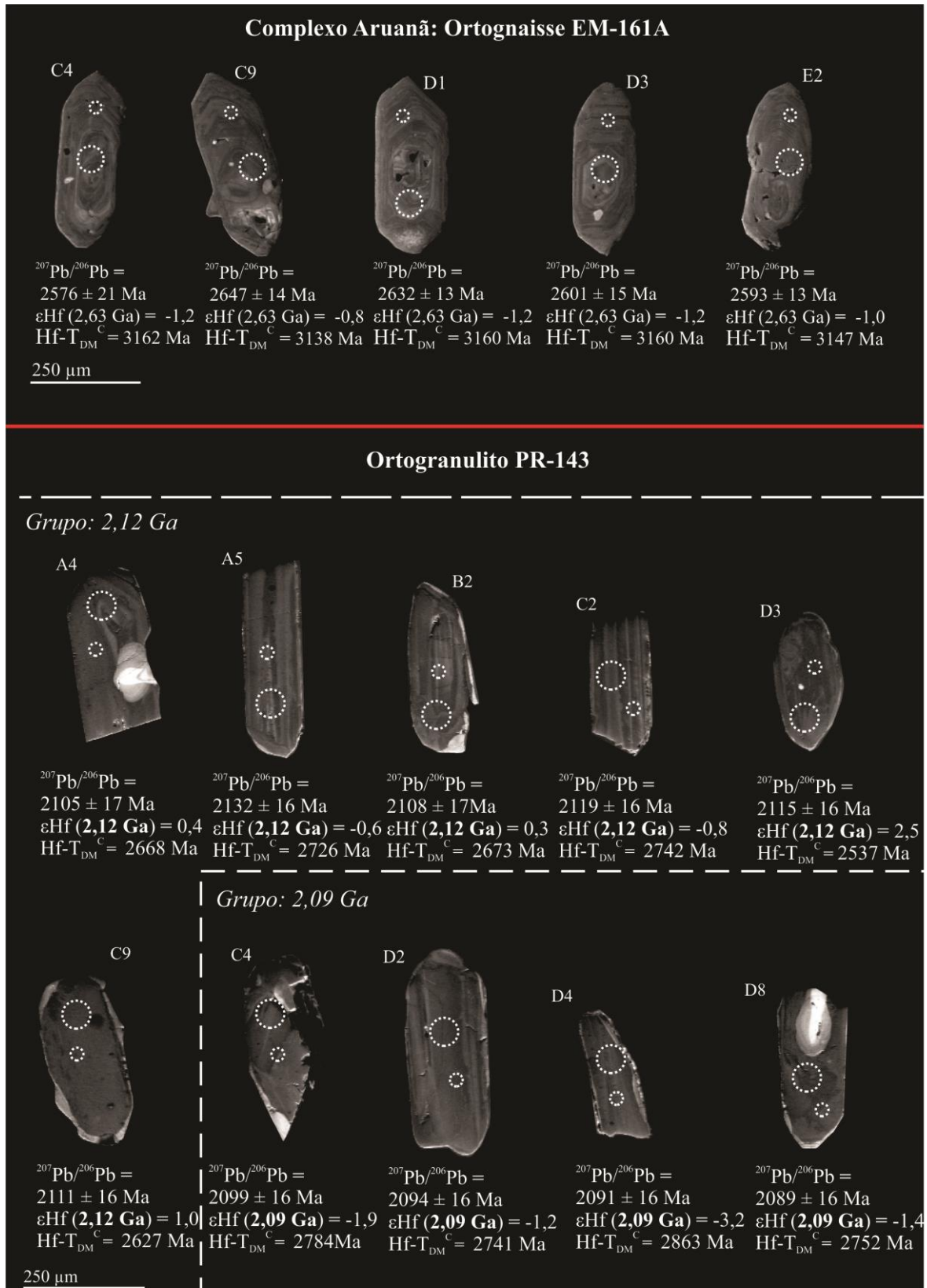


Figura 5 - Imagens em catodoluminescência de cristais de zircão representativos do ortognaisse EM-161A (Complexo Aruanã) e do ortogramulito PR-143. Os círculos menores e maiores são referentes aos pontos das análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.

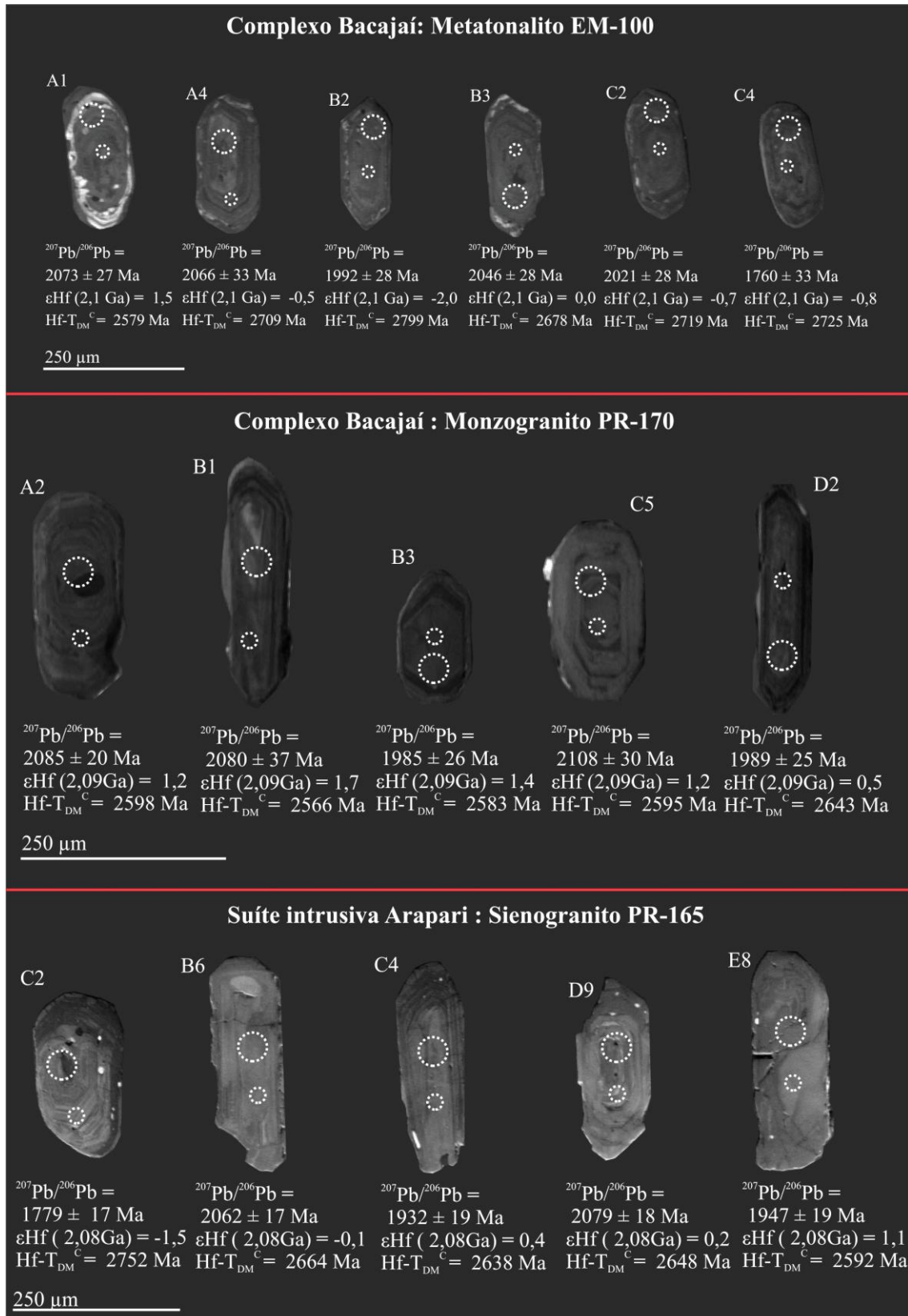


Figura 6 - Imagens em catodoluminescência de cristais de zircão representativos do metatonalito EM-100 (Complexo Bacajai), monzogranito PR-170 (Complexo Bacajai) e o sienogranito PR-165 (Suíte Intrusiva Arapari). Os círculos menores e maiores são referentes aos pontos das análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.

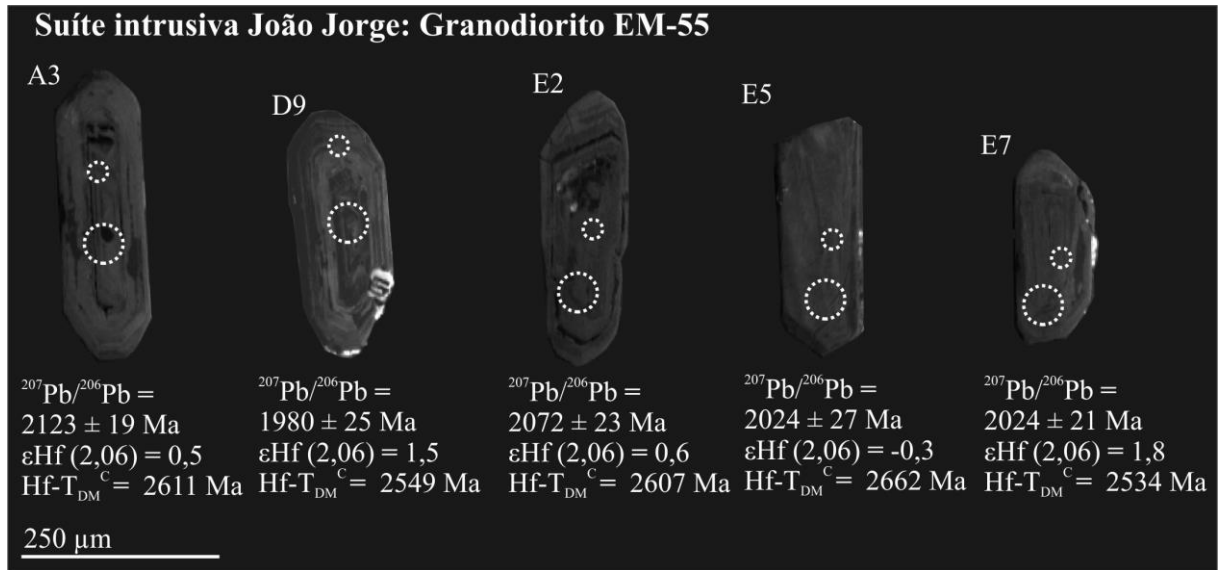


Figura 7 - Imagens em catodoluminescência de cristais de zircão representativos do granodiorito EM-55 (Suíte Intrusiva João Jorge). Os círculos menores e maiores são referentes aos pontos das análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.

Tabela 1 - Dados isotópicos U-Pb em zircão de unidades do Domínio Bacajá

(continua)

ID ^a	f_{206}^b	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^c	Razões Isotópicas						Idades (Ma)							
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^f (%)
EM-161A ortognaisse (Complexo Aruanã)																			
A4	0,0038	21,7	11,6	64,9	0,18	4,44	1,21	0,24	0,71	0,59	0,14	0,98	1378,9	9,8	1720,0	20,8	2164,7	21,2	63,7
B3	0,0040	17,3	14,3	40,5	0,36	5,81	0,86	0,27	0,57	0,66	0,16	0,65	1543,9	8,7	1948,5	16,7	2410,7	15,6	64,0
B7	0,0008	20,9	25,1	43,9	0,58	9,09	0,74	0,40	0,47	0,63	0,16	0,58	2176,9	10,2	2347,5	17,4	2499,3	14,4	87,1
C3	0,0015	19,2	30,8	91,2	0,34	3,45	1,04	0,19	0,65	0,63	0,13	0,81	1132,0	7,4	1514,9	15,8	2100,5	17,1	53,9
C4	0,0038	15,6	20,0	21,9	0,92	11,34	1,02	0,48	0,61	0,60	0,17	0,82	2521,2	15,4	2551,6	26,0	2575,9	21,1	97,9
C9	0,0003	113,0	124,8	199,4	0,63	12,02	0,79	0,49	0,57	0,72	0,18	0,55	2552,9	14,7	2606,0	20,7	2647,5	14,5	96,4
D1	0,0004	127,9	139,2	201,1	0,70	12,22	0,80	0,50	0,62	0,78	0,18	0,50	2607,5	16,2	2621,2	20,9	2631,8	13,2	99,1
D3	0,0003	95,5	115,5	173,1	0,67	11,40	0,74	0,47	0,47	0,64	0,17	0,57	2499,3	11,8	2556,1	18,9	2601,5	14,8	96,1
D4	0,0104	109,1	48,0	179,1	0,27	10,02	1,38	0,42	1,29	0,93	0,17	0,49	2279,4	29,4	2436,4	33,6	2570,3	12,7	88,7
E2	0,0018	123,4	149,4	211,9	0,71	11,63	0,79	0,49	0,61	0,78	0,17	0,49	2552,4	15,7	2575,2	20,3	2593,2	12,8	98,4
E4	0,0079	120,1	140,1	207,2	0,68	10,61	1,20	0,45	1,09	0,91	0,17	0,51	2401,9	26,1	2489,5	29,9	2561,7	13,0	93,8
E5	0,0002	135,0	108,7	244,2	0,45	10,50	0,97	0,44	0,84	0,86	0,17	0,50	2354,7	19,7	2479,6	24,1	2583,6	12,8	91,1
E8	0,0010	88,8	111,1	172,5	0,65	9,12	0,94	0,38	0,77	0,82	0,17	0,54	2087,6	16,0	2350,0	22,0	2586,2	13,8	80,7
E10	0,0006	120,1	201,7	256,8	0,79	8,73	0,82	0,39	0,58	0,70	0,16	0,59	2102,1	12,1	2310,7	19,1	2500,4	14,8	84,1
F8	0,0008	80,2	106,2	168,6	0,63	10,39	0,76	0,45	0,33	0,44	0,17	0,68	2403,6	8,0	2470,0	18,7	2525,1	17,2	95,2
F9	0,0008	31,3	80,2	37,4	2,16	12,02	1,00	0,49	0,76	0,76	0,18	0,66	2580,6	19,6	2606,2	26,2	2626,2	17,3	98,3
G3	0,0009	94,4	110,1	159,0	0,70	11,15	1,02	0,47	0,87	0,85	0,17	0,54	2462,1	21,3	2535,9	25,8	2595,5	13,9	94,9
H2b	0,0009	118,9	89,5	258,9	0,35	7,30	1,41	0,32	1,26	0,89	0,16	0,63	1803,0	22,7	2149,4	30,3	2499,0	15,8	72,1
H6	0,0081	100,8	166,0	139,5	1,20	10,39	0,82	0,44	0,32	0,39	0,17	0,75	2371,7	7,6	2469,7	20,1	2551,4	19,1	93,0
I3	0,0080	100,6	181,4	450,6	0,41	3,40	1,49	0,20	0,88	0,59	0,13	1,20	1155,5	10,2	1504,7	22,4	2038,2	24,4	56,7
I9	0,0187	44,8	67,6	57,1	1,19	11,63	0,98	0,49	0,73	0,75	0,17	0,64	2556,4	18,7	2575,0	25,1	2589,6	16,7	98,7
PR-143 ortogranulito																			
A3	0,0007	132,4	230,0	350,9	0,66	7,17	1,21	0,39	0,91	0,76	0,13	0,79	2136,8	19,5	2133,4	25,8	2130,1	16,9	100,3
A4	0,0005	176,8	283,9	417,2	0,69	6,30	1,22	0,35	0,91	0,75	0,13	0,81	1935,3	17,6	2018,8	24,6	2105,2	17,0	91,9
A5	0,0003	129,1	170,6	273,3	0,63	7,10	0,93	0,39	0,52	0,56	0,13	0,77	2115,5	11,0	2124,1	19,7	2132,5	16,3	99,2
B2	0,0002	88,5	104,5	191,6	0,55	6,94	0,96	0,39	0,55	0,58	0,13	0,79	2100,6	11,6	2104,4	20,2	2108,1	16,6	99,6
B9	0,0012	21,4	33,3	36,8	0,91	7,05	1,07	0,39	0,60	0,56	0,13	0,89	2117,5	12,7	2118,2	22,7	2118,9	18,8	99,9
C2	0,0003	126,2	176,4	254,7	0,70	7,02	1,05	0,39	0,71	0,68	0,13	0,76	2108,7	15,1	2114,1	22,1	2119,4	16,2	99,5
C4	0,0006	68,5	60,6	158,6	0,39	6,82	0,98	0,38	0,60	0,61	0,13	0,78	2077,8	12,5	2088,3	20,5	2098,7	16,3	99,0
C6	0,0005	78,4	106,2	180,6	0,59	5,68	1,60	0,32	1,39	0,87	0,13	0,80	1794,6	24,9	1927,6	30,9	2073,8	16,5	86,5
C9	0,0003	105,1	268,7	440,2	0,61	7,23	1,03	0,40	0,68	0,66	0,13	0,78	2170,8	14,8	2140,3	22,1	2111,2	16,4	102,8
D2	0,0004	115,9	166,5	258,1	0,65	6,84	0,86	0,38	0,35	0,41	0,13	0,78	2087,5	7,3	2090,9	17,9	2094,3	16,4	99,7
D3	0,0002	84,5	117,2	179,2	0,66	7,11	0,87	0,39	0,44	0,50	0,13	0,76	2135,1	9,3	2125,0	18,6	2115,3	16,0	100,9
D4	0,0004	105,2	199,9	304,9	0,66	6,81	1,00	0,38	0,64	0,64	0,13	0,77	2082,1	13,3	2086,6	20,8	2091,1	16,0	99,6
D8	0,0011	78,3	58,5	181,7	0,32	6,72	1,00	0,38	0,64	0,64	0,13	0,77	2061,2	13,2	2075,4	20,8	2089,5	16,1	98,6
C5b	0,0015	73,9	79,9	148,4	0,54	6,76	1,11	0,38	0,80	0,72	0,13	0,77	2070,7	16,5	2080,2	23,0	2089,6	16,0	99,1
E4	0,0004	165,7	290,2	374,7	0,78	5,74	1,54	0,33	1,34	0,87	0,13	0,76	1816,8	24,4	1936,9	29,9	2067,9	15,8	87,9
E7	0,0006	165,0	276,6	415,2	0,67	7,52	0,87	0,42	0,43	0,50	0,13	0,76	2241,7	9,7	2175,0	19,0	2112,7	16,0	106,1
E9	0,0004	123,8	172,0	269,5	0,64	6,51	1,30	0,36	1,06	0,82	0,13	0,74	2004,8	21,3	2047,1	26,6	2090,0	15,5	95,9
F4	0,0036	113,0	196,5	299,4	0,66	7,09	0,82	0,40	0,32	0,39	0,13	0,75	2167,2	7,0	2122,4	17,4	2079,3	15,6	104,2
F9a	0,0014	119,3	107,2	333,1	0,32	5,11	1,90	0,29	1,74	0,92	0,13	0,76	1651,7	28,7	1837,2	34,9	2054,3	15,7	80,4
F9b	0,0018	113,0	126,5	255,4	0,50	7,10	0,86	0,40	0,44	0,51	0,13	0,74	2160,0	9,5	2123,5	18,3	2088,3	15,5	103,4
G2	0,0006	144,6	149,4	458,2	0,33	5,80	1,33	0,33	1,09	0,82	0,13	0,75	1836,1	20,1	1946,0	25,9	2065,0	15,6	88,9
G3	0,0026	123,5	221,9	285,1	0,78	6,46	0,94	0,37	0,51	0,54	0,13	0,79	2042,3	10,5	2040,4	19,3	2038,5	16,2	100,2
G4	0,0011	97,7	132,3	218,6	0,61	6,49	1,10	0,37	0,80	0,73	0,13	0,75	2015,1	16,0	2045,2	22,4	2075,7	15,7	97,1

(continuação)

ID ^a	f_{206}^b	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^c	Razões Isotópicas						Idades (Ma)							
						1 σ		1 σ		Rho ^d	1 σ		1 σ		1 σ		Conc. f (%)		
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(%)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(abs)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(abs)
EM-100 metatonalito (Complexo Bacajá)																			
A1	0,0176	110,2	69,3	263,5	0,26	6,64	1,70	0,38	1,11	0,65	0,13	1,29	2055,8	22,8	2064,4	35,2	2073,0	26,8	99,2
A3	0,0186	64,6	50,8	284,5	0,18	2,96	1,84	0,20	0,98	0,53	0,11	1,56	1168,2	11,4	1398,4	25,8	1769,2	27,6	66,0
B2	0,0157	83,3	61,1	227,3	0,27	4,50	1,59	0,27	0,69	0,44	0,12	1,43	1522,9	10,6	1730,5	27,5	1991,7	28,4	76,5
B3	0,0038	80,3	53,4	226,4	0,24	6,23	1,68	0,36	0,95	0,57	0,13	1,39	1972,3	18,8	2008,7	33,8	2046,4	28,4	96,4
C1	0,0025	74,9	70,6	224,1	0,32	5,33	1,50	0,31	0,68	0,45	0,13	1,33	1730,0	11,8	1874,1	28,1	2037,8	27,2	84,9
C2	0,0055	70,3	61,3	209,0	0,30	5,02	1,75	0,29	1,05	0,60	0,12	1,40	1654,2	17,4	1822,5	31,8	2020,7	28,2	81,9
C3	0,0029	63,9	84,9	282,8	0,30	3,22	1,82	0,21	0,80	0,44	0,11	1,63	1219,8	9,7	1461,8	26,6	1833,4	29,9	66,5
D1	0,0006	84,7	104,6	205,4	0,51	6,88	1,68	0,38	1,07	0,64	0,13	1,30	2064,9	22,1	2095,6	35,3	2125,9	27,6	97,1
A4	0,0041	52,8	49,3	156,5	0,32	6,54	2,18	0,37	1,47	0,67	0,13	1,61	2036,0	29,9	2051,1	44,8	2066,4	33,4	98,5
A5	0,0117	59,6	118,9	315,0	0,38	2,32	2,75	0,16	2,04	0,74	0,11	1,84	959,6	19,6	1219,8	33,5	1714,9	31,6	56,0
C4	0,0051	54,6	67,4	274,7	0,25	3,12	2,81	0,21	2,09	0,74	0,11	1,88	1229,8	25,6	1437,5	40,3	1759,8	33,0	69,9
C5	0,0155	51,2	90,7	247,4	0,37	2,68	2,39	0,18	1,57	0,66	0,11	1,80	1078,6	16,9	1321,8	31,6	1741,3	31,4	61,9
E3	0,0023	313,5	54,8	1189,6	0,05	3,25	2,36	0,21	1,75	0,74	0,11	1,58	1211,7	21,2	1470,0	34,7	1865,8	29,5	64,9
F3	0,0142	58,3	39,5	217,7	0,18	3,46	3,16	0,21	2,01	0,64	0,12	2,44	1252,0	25,1	1517,2	47,9	1909,7	46,5	65,6
G1	0,0047	108,6	71,5	261,9	0,27	6,79	2,45	0,37	1,32	0,54	0,13	2,07	2027,0	26,8	2084,3	51,1	2141,4	44,3	94,7
H1	0,0013	69,0	58,8	188,9	0,31	7,10	2,38	0,39	1,04	0,44	0,13	2,13	2121,4	22,1	2124,1	50,5	2126,7	45,4	99,8
I3	0,0032	65,0	55,1	217,4	0,26	5,40	2,66	0,31	1,43	0,54	0,13	2,24	1737,6	24,8	1884,2	50,0	2049,8	45,9	84,8
F5	0,0031	55,9	42,1	163,3	0,26	7,01	2,64	0,39	1,42	0,54	0,13	2,22	2106,4	30,0	2112,6	55,7	2118,5	47,0	99,4
J4	0,0075	59,9	105,5	347,3	0,31	2,22	3,61	0,16	2,30	0,64	0,10	2,79	965,1	22,2	1187,9	42,9	1620,0	45,1	59,6
J2	0,0049	35,1	14,8	93,9	0,16	8,09	2,97	0,45	1,67	0,56	0,13	2,46	2379,2	39,6	2241,6	66,5	2118,3	52,0	112,3
PR-170 monzogranito (Complexo Bacajá)																			
A2	0,0071	69,2	47,7	142,6	0,34	7,00	1,39	0,39	1,00	0,71	0,13	0,98	2138,1	21,3	2111,1	29,4	2084,9	20,4	102,5
B1	0,0028	17,2	24,0	46,6	0,52	7,00	2,06	0,39	1,05	0,51	0,13	1,77	2144,1	22,5	2111,5	43,4	2079,9	36,7	103,1
B3	0,0252	19,4	30,9	45,4	0,69	5,39	1,80	0,32	1,21	0,67	0,12	1,34	1793,3	21,7	1883,6	34,0	1984,6	26,5	90,4
B6	0,0160	20,2	36,6	73,7	0,50	5,02	2,27	0,31	1,55	0,68	0,12	1,66	1720,2	26,7	1822,7	41,4	1941,9	32,2	88,6
C5	0,0063	17,9	10,8	33,3	0,33	7,68	1,76	0,43	1,05	0,59	0,13	1,42	2287,8	23,9	2194,4	38,7	2108,3	29,9	108,5
D2	0,0220	26,9	40,8	73,2	0,56	4,18	1,94	0,25	1,49	0,77	0,12	1,24	1428,3	21,3	1670,2	32,5	1989,2	24,8	71,8
E2B	0,0333	29,5	20,0	55,8	0,36	6,45	1,69	0,35	1,14	0,67	0,13	1,25	1956,9	22,3	2039,4	34,5	2124,0	26,6	92,1
E5	0,0298	39,1	7,5	86,9	0,09	5,61	1,49	0,32	0,93	0,62	0,13	1,16	1771,7	16,4	1918,4	28,5	2080,9	24,2	85,1
E8	0,0523	25,5	47,5	125,1	0,38	2,08	2,13	0,15	1,17	0,55	0,10	1,78	911,9	10,7	1141,1	24,3	1607,5	28,5	56,7
F4	0,0195	23,0	30,6	51,2	0,60	7,24	1,87	0,42	1,36	0,73	0,13	1,29	2253,5	30,6	2141,5	40,1	2035,8	26,2	110,7
F7	0,0693	25,3	76,3	91,7	0,84	2,15	2,14	0,15	1,47	0,69	0,10	1,55	907,2	13,4	1165,7	24,9	1684,1	26,0	53,9
G4	0,0165	64,9	50,9	124,5	0,41	7,29	1,08	0,41	0,46	0,43	0,13	0,98	2227,1	10,3	2147,5	23,2	2072,3	20,2	107,5
G6	0,0169	22,9	28,3	61,6	0,46	4,97	1,77	0,30	1,35	0,76	0,12	1,14	1671,4	22,5	1814,5	32,1	1983,0	22,7	84,3
H5	0,0299	13,3	10,8	26,9	0,40	6,10	2,13	0,35	1,60	0,75	0,13	1,41	1930,3	30,8	1990,2	42,3	2052,9	28,9	94,0
I2	0,0246	73,9	28,0	169,9	0,17	6,65	0,99	0,37	0,46	0,46	0,13	0,88	2011,2	9,2	2066,5	20,4	2122,1	18,6	94,8
I3	0,0544	117,5	107,9	496,6	0,22	2,83	1,47	0,19	0,97	0,66	0,11	1,11	1100,5	10,6	1363,9	20,1	1804,6	20,0	61,0
I4	0,0228	162,7	77,9	363,1	0,22	6,61	0,92	0,37	0,34	0,37	0,13	0,86	2027,8	6,9	2060,7	19,0	2093,8	17,9	96,9
H9	0,0255	45,2	54,0	88,9	0,61	6,37	1,27	0,35	0,84	0,66	0,13	0,95	1938,4	16,2	2028,5	25,7	2121,5	20,1	91,4
I9	0,0591	61,8	57,3	299,1	0,19	1,65	2,66	0,12	2,33	0,88	0,10	1,29	728,8	17,0	990,3	26,4	1625,7	20,9	44,8
J6	0,0474	47,6	41,4	210,8	0,20	2,61	1,70	0,17	1,28	0,76	0,11	1,11	1011,6	13,0	1303,4	22,1	1822,4	20,2	55,5
PR 165 sienogranito (Suíte intrusiva Arapari)																			
B6	0,0052	162,8	194,6	316,8	0,62	6,73	1,06	0,38	0,68	0,64	0,13	0,82	2092,1	14,2	2077,0	22,1	2062,2	16,9	101,4
B7	0,0061	108,0	208,6	303,5	0,69	4,93	1,41	0,29	1,11	0,79	0,12	0,86	1661,0	18,5	1807,0	25,4	1979,8	17,0	83,9
C2	0,0079	110,9	271,2	455,5	0,60	2,63	1,85	0,18	1,56	0,85	0,11	0,99	1043,2	16,3	1310,4	24,2	1779,3	17,5	58,6

ID ^a	f_{206}^b	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^c	Razões Isotópicas						Idades (Ma)								
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (abs)	Conc. f (%)	
C4	0,0181	242,8	318,8	966,4	0,33	4,95	2,20	0,30	1,96	0,89	0,12	0,99	1707,6	33,5	1810,7	39,8	1931,7	19,2	88,4	
D9	0,0044	84,6	129,4	177,9	0,73	6,28	1,54	0,35	1,28	0,83	0,13	0,86	1954,0	24,9	2015,3	31,0	2078,6	17,9	94,0	
E8	0,0058	113,4	83,3	334,3	0,25	4,18	1,59	0,25	1,26	0,79	0,12	0,97	1459,2	18,4	1670,6	26,5	1947,5	18,9	74,9	
G3	0,0034	123,9	83,7	475,1	0,18	4,66	1,08	0,28	0,66	0,62	0,12	0,85	1569,0	10,4	1759,2	19,0	1993,2	17,0	78,7	
G5	0,0052	119,1	96,0	571,6	0,17	5,25	1,33	0,30	1,03	0,78	0,13	0,83	1703,7	17,6	1860,4	24,7	2040,3	17,0	83,5	
G10	0,0054	74,8	68,1	459,3	0,15	1,91	1,82	0,14	1,40	0,77	0,10	1,17	842,3	11,8	1084,3	19,8	1609,0	18,8	52,4	
I3	0,0012	105,0	192,5	214,0	0,91	6,56	1,53	0,37	1,27	0,83	0,13	0,85	2023,8	25,7	2053,4	31,4	2083,4	17,8	97,1	
EM-55 granodiorito (Suíte intrusiva João Jorge)																				
A1	0,0108	19,9	18,0	120,4	0,15	3,50	2,66	0,22	2,34	0,88	0,12	1,25	1280,7	30,0	1526,8	40,6	1886,7	23,7	67,9	
A3	0,0035	33,4	7,8	63,2	0,12	7,86	1,24	0,43	0,88	0,71	0,13	0,87	2315,9	20,5	2214,8	27,6	2122,7	18,6	109,1	
A7	0,0032	30,3	14,5	107,8	0,14	3,81	1,50	0,23	1,10	0,73	0,12	1,03	1352,7	14,8	1595,3	24,0	1932,4	19,9	70,0	
B1	0,0085	25,7	30,2	125,6	0,24	2,82	1,74	0,19	1,21	0,70	0,11	1,24	1098,5	13,3	1362,0	23,7	1803,6	22,4	60,9	
C4	0,0166	16,3	10,7	97,3	0,11	2,10	1,74	0,16	1,03	0,59	0,10	1,40	930,9	9,6	1150,1	20,0	1590,8	22,2	58,5	
C5	0,0070	20,6	11,6	121,6	0,10	2,07	1,52	0,15	0,93	0,61	0,10	1,20	886,0	8,3	1139,7	17,3	1661,0	19,9	53,3	
D1	0,0122	19,1	10,9	130,4	0,08	1,64	2,17	0,13	1,39	0,64	0,09	1,66	781,2	10,9	986,4	21,4	1476,3	24,5	52,9	
D6	0,0020	11,1	3,5	30,5	0,11	4,90	1,88	0,29	1,36	0,73	0,12	1,29	1616,7	22,1	1802,6	33,8	2024,9	26,0	79,8	
D9	0,0027	28,4	8,7	99,6	0,09	4,47	1,74	0,27	1,17	0,67	0,12	1,28	1523,8	17,9	1725,8	30,0	1980,3	25,4	76,9	
E1	0,0113	22,0	29,0	99,2	0,29	2,46	2,93	0,15	2,65	0,90	0,12	1,25	902,3	23,9	1260,9	36,9	1938,9	24,2	46,5	
E1B	0,0071	21,2	16,4	129,2	0,13	2,28	2,00	0,17	1,24	0,62	0,10	1,57	990,7	12,3	1207,5	24,1	1619,1	25,4	61,2	
E2	0,0036	217,9	81,6	503,7	0,16	6,47	1,58	0,37	1,10	0,70	0,13	1,13	2011,9	22,1	2041,6	32,2	2071,7	23,4	97,1	
E5	0,0065	12,5	5,7	28,9	0,20	5,07	2,40	0,29	1,98	0,82	0,12	1,36	1665,8	33,0	1830,7	44,0	2023,8	27,5	82,3	
E7	0,0028	32,4	17,0	105,3	0,16	6,08	1,80	0,35	1,34	0,74	0,12	1,21	1951,5	26,2	1987,0	35,9	2024,1	24,5	96,4	
E10	0,0011	15,9	7,2	76,0	0,10	2,89	1,76	0,20	0,93	0,53	0,10	1,49	1178,5	10,9	1379,9	24,3	1706,9	25,5	69,0	
F1	0,0071	78,3	23,8	145,3	0,16	8,89	1,12	0,49	0,29	0,26	0,13	1,09	2580,4	7,4	2326,7	26,1	2111,0	22,9	122,2	
F7	0,0029	39,8	9,6	68,5	0,14	8,49	1,71	0,46	1,33	0,78	0,13	1,07	2431,0	32,3	2284,3	39,0	2155,5	23,2	112,8	
G6	0,0028	22,8	24,3	108,9	0,22	3,27	1,63	0,22	0,92	0,56	0,11	1,34	1288,9	11,8	1473,0	24,0	1749,3	23,5	73,7	
G9	0,0062	18,1	10,9	72,8	0,15	4,06	1,53	0,25	0,76	0,50	0,12	1,33	1446,9	11,0	1646,5	25,2	1911,7	25,4	75,7	
H6	0,0015	27,6	5,7	138,6	0,04	2,55	1,99	0,17	1,47	0,74	0,11	1,35	1029,3	15,1	1285,5	25,6	1743,7	23,5	59,0	
I3	0,0040	11,4	13,4	52,0	0,26	3,89	2,25	0,24	1,72	0,77	0,12	1,44	1393,8	24,0	1611,3	36,2	1908,5	27,5	73,0	
J1	0,0034	42,6	14,3	97,5	0,15	6,42	2,40	0,37	2,17	0,90	0,13	1,04	2020,5	43,8	2034,4	48,9	2048,4	21,3	98,6	
J3	0,0041	16,8	7,3	88,8	0,08	2,30	2,22	0,14	1,96	0,88	0,12	1,06	860,5	16,8	1213,2	27,0	1910,5	20,2	45,0	
J4	0,0176	19,8	10,3	114,2	0,09	1,39	3,62	0,09	3,38	0,93	0,11	1,30	573,6	19,4	884,0	32,0	1769,3	23,0	32,4	
J7	0,0053	32,4	5,4	45,8	0,12	12,57	1,79	0,70	1,52	0,85	0,13	0,95	3421,2	52,1	2647,9	47,5	2100,8	19,9	162,9	
J8	0,0008	25,6	5,2	70,5	0,07	4,50	2,11	0,27	1,87	0,89	0,12	0,97	1529,8	28,6	1730,4	36,5	1982,2	19,3	77,2	
J9	0,0136	35,7	3,9	95,0	0,04	6,42	1,32	0,37	0,93	0,70	0,13	0,94	2019,2	18,8	2035,0	26,9	2051,0	19,3	98,4	

^a identificação da sigla do zircão e local do ponto de análise

^b fração do chumbo ²⁰⁶Pb não radiogênico no spot do zircão analisado, onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=comum; s=amostra)

^c razão Th/U e teores de Pb, Th e U (em ppm) são calculados em relação ao zircão de referência GJ-1

^d Rho é o erro de correlação definido como quociente de propagação de erros das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U

^e desvio de massa corrigido por normalização para o zircão de referência GJ-1 e chumbo comum utilizando o modelo de composição de Pb de Stacey e Kramers (1975)

^f grau de concordância = (idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U * 100) / (idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)

Tabela 2 - Dados isotópicos Lu-Hf em zircão

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon\text{Hf}(0)$	t (U-Pb, (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}	T_{DM}^{C} (Ma)
EM-161A ortogneisse (Complexo Aruanã)														
C4	0,281090	0,000045	0,000603	0,000024	0,040459	0,001514	1,467278	0,000039	-59,94	2630	0,281060	-1,2	2947	3162
C9	0,281098	0,000057	0,000553	0,000048	0,035287	0,002762	1,467267	0,000052	-59,65	2630	0,281070	-0,8	2932	3138
D1	0,281095	0,000035	0,000680	0,000014	0,046017	0,000587	1,467261	0,000044	-59,77	2630	0,281061	-1,2	2946	3160
D3	0,281084	0,000040	0,000459	0,000033	0,029893	0,002378	1,467260	0,000041	-60,17	2630	0,281060	-1,2	2944	3160
E2	0,281098	0,000050	0,000622	0,000043	0,045571	0,001025	1,467187	0,000087	-59,67	2630	0,281066	-1,0	2938	3147
E5	0,281109	0,000047	0,000473	0,000007	0,032413	0,000541	1,467247	0,000037	-59,26	2630	0,281085	-0,3	2911	3105
F8	0,281114	0,000033	0,000611	0,000027	0,039553	0,000972	1,467262	0,000053	-59,10	2630	0,281083	-0,4	2915	3110
G3	0,281081	0,000040	0,000656	0,000018	0,042551	0,000739	1,467215	0,000036	-60,25	2630	0,281048	-1,6	2962	3188
H6	0,281070	0,000047	0,000463	0,000047	0,032690	0,002738	1,467135	0,000083	-60,64	2630	0,281047	-1,7	2962	3191
PR-143 ortogranulito														
A5	0,281437	0,000040	0,000596	0,000027	0,043150	0,002332	1,467274	0,000050	-47,68	2120	0,281413	-0,6	2484	2726
B2	0,281456	0,000032	0,000477	0,000025	0,032697	0,001816	1,467278	0,000037	-47,00	2120	0,281437	0,3	2451	2673
C2	0,281429	0,000047	0,000570	0,000022	0,043433	0,002448	1,467214	0,000049	-47,97	2120	0,281406	-0,8	2493	2742
C4	0,281405	0,000050	0,000194	0,000007	0,013888	0,000569	1,467220	0,000049	-48,81	2086	0,281397	-1,9	2501	2784
C9	0,281485	0,000048	0,000688	0,000049	0,049581	0,003000	1,467265	0,000062	-45,97	2120	0,281457	1,0	2425	2627
D2	0,281442	0,000052	0,000644	0,000047	0,047827	0,002387	1,467259	0,000054	-47,50	2086	0,281416	-1,2	2480	2741
D3	0,281525	0,000046	0,000695	0,000042	0,048328	0,002748	1,467237	0,000052	-44,54	2120	0,281497	2,5	2371	2537
D4	0,281390	0,000048	0,000712	0,000053	0,051475	0,001978	1,467281	0,000051	-49,34	2086	0,281362	-3,2	2554	2863
D8	0,281418	0,000027	0,000156	0,000006	0,010362	0,000379	1,467265	0,000046	-48,35	2086	0,281411	-1,4	2481	2752
A4	0,281460	0,000041	0,000515	0,000054	0,036438	0,002114	1,467292	0,000059	-46,87	2120	0,281439	0,4	2668	2668
EM-100 metatonalito (Complexo Bacajá)														
A4	0,281466	0,000043	0,000992	0,000084	0,062984	0,003299	1,467269	0,000052	-46,64	2100	0,281426	-0,5	2469	2709
B2	0,281421	0,000041	0,000887	0,000023	0,054282	0,000659	1,467312	0,000036	-48,22	2100	0,281386	-2,0	2523	2799
B3	0,281493	0,000040	0,001306	0,000064	0,079362	0,003661	1,467246	0,000049	-45,70	2100	0,281440	0,0	2453	2678
C1	0,281426	0,000039	0,000913	0,000015	0,055953	0,001273	1,467290	0,000051	-48,05	2100	0,281390	-1,8	2518	2790
C2	0,281466	0,000050	0,001110	0,000045	0,068025	0,001716	1,467277	0,000036	-46,64	2100	0,281422	-0,7	2477	2719
C4	0,281465	0,000045	0,001141	0,000017	0,068298	0,001799	1,467245	0,000045	-46,69	2100	0,281419	-0,8	2481	2725
D1	0,281452	0,000042	0,000933	0,000015	0,057726	0,001326	1,467169	0,000077	-47,12	2100	0,281415	-0,9	2484	2734
G1	0,281422	0,000055	0,001046	0,000094	0,063635	0,001805	1,467272	0,000056	-48,22	2100	0,281380	-2,2	2533	2813
H1	0,281511	0,000038	0,000986	0,000103	0,060753	0,003800	1,467242	0,000039	-45,06	2100	0,281471	1,1	2409	2609
I3	0,281458	0,000047	0,001139	0,000019	0,070637	0,001496	1,467213	0,000056	-46,93	2100	0,281412	-1,0	2490	2740
A1	0,281512	0,000043	0,000682	0,000047	0,039093	0,002008	1,467260	0,000058	-45,01	2100	0,281485	1,5	2388	2579
PR-170 monzogranito (Complexo Bacajá)														
A2	0,281508	0,000031	0,000756	0,000098	0,044049	0,003364	1,467250	0,000039	-45,15	2094	0,281478	1,2	2398	2598
B1	0,281528	0,000036	0,000903	0,000037	0,058774	0,001620	1,467220	0,000039	-44,43	2094	0,281492	1,7	2380	2566
B3	0,281511	0,000041	0,000656	0,000050	0,041587	0,002731	1,467219	0,000045	-45,05	2094	0,281485	1,4	2388	2583
C5	0,281518	0,000032	0,000975	0,000058	0,054860	0,003128	1,467231	0,000034	-44,79	2094	0,281479	1,2	2398	2595
D2	0,281514	0,000034	0,001396	0,000124	0,075024	0,003670	1,467236	0,000033	-44,95	2094	0,281458	0,5	2430	2643
E5	0,281466	0,000037	0,001427	0,000158	0,064882	0,005212	1,467241	0,000051	-46,66	2094	0,281409	-1,3	2498	2753
H5	0,281476	0,000031	0,001075	0,000092	0,043383	0,003186	1,467254	0,000037	-46,27	2094	0,281434	-0,4	2461	2697
H9	0,281488	0,000061	0,000484	0,000013	0,034210	0,000650	1,467256	0,000052	-45,87	2094	0,281469	0,8	2408	2619
I2	0,281449	0,000050	0,000520	0,000041	0,034605	0,001577	1,467242	0,000049	-47,24	2094	0,281429	-0,6	2462	2708
I4	0,281504	0,000048	0,000563	0,000038	0,036359	0,001712	1,467274	0,000044	-45,30	2094	0,281481	1,3	2392	2590
PR-165 sienogranito (Suíte intrusiva Arapari)														
B6	0,281483	0,000041	0,000766	0,000047	0,052683	0,003235	1,467218	0,000048	-46,05	2080	0,281453	-0,1	2432	2664
C2	0,281435	0,000042	0,000556	0,000048	0,036401	0,000974	1,467241	0,000055	-47,73	2080	0,281413	-1,5	2483	2752
C4	0,281499	0,000043	0,000878	0,000051	0,054667	0,002751	1,467228	0,000055	-45,47	2080	0,281464	0,4	2418	2638

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\epsilon\text{Hf}(0)$	t (U-Pb) (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}	T_{DM}^{C} (Ma)
D9	0,281485	0,000045	0,000633	0,000034	0,037971	0,001925	1,467235	0,000034	-45,97	2080	0,281460	0,2	2421	2648
E8	0,281499	0,000039	0,000359	0,000024	0,024626	0,001239	1,467254	0,000047	-45,48	2080	0,281485	1,1	2386	2592
G3	0,281473	0,000037	0,000806	0,000049	0,055234	0,001981	1,467257	0,000047	-46,39	2080	0,281441	-0,5	2448	2690
G5	0,281457	0,000039	0,000496	0,000024	0,025560	0,001319	1,467250	0,000038	-46,94	2080	0,281438	-0,6	2450	2697
G10	0,281437	0,000042	0,000574	0,000029	0,037297	0,001426	1,467225	0,000040	-47,68	2080	0,281414	-1,4	2482	2750
I3	0,281392	0,000037	0,000484	0,000010	0,035752	0,000974	1,467237	0,000052	-49,25	2080	0,281373	-2,9	2536	2841
EM-55 granodiorito (Suíte intrusiva João Jorge)														
A3	0,281506	0,000038	0,000606	0,000087	0,035289	0,003596	1,467255	0,000036	-45,22	2060	0,281483	0,5	2391	2611
D9	0,281523	0,000051	0,000328	0,000010	0,021972	0,000669	1,467255	0,000056	-44,61	2060	0,281511	1,5	2351	2549
E2	0,281527	0,000035	0,001075	0,000059	0,077914	0,002775	1,467286	0,000034	-44,50	2060	0,281485	0,6	2392	2607
E5	0,281481	0,000039	0,000546	0,000013	0,039834	0,000820	1,467232	0,000038	-46,10	2060	0,281460	-0,3	2421	2662
E7	0,281538	0,000041	0,000542	0,000044	0,040002	0,002878	1,467256	0,000059	-44,09	2060	0,281517	1,8	2345	2534
F7	0,281527	0,000040	0,000556	0,000047	0,038303	0,001874	1,467254	0,000038	-44,48	2060	0,281505	1,3	2360	2560
H6	0,281525	0,000044	0,000559	0,000025	0,040480	0,001261	1,467255	0,000055	-44,56	2060	0,281503	1,3	2363	2565
I3	0,281518	0,000035	0,000750	0,000167	0,046403	0,007238	1,467252	0,000045	-44,79	2060	0,281489	0,8	2384	2597
J1	0,281494	0,000058	0,000505	0,000062	0,032746	0,002770	1,467246	0,000044	-45,64	2060	0,281474	0,2	2401	2629

Para os cálculos: $\lambda = 1,867 \times 10^{-11}$ anos⁻¹ (Scherer *et al.* 2001; Soderlund *et al.* 2004); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ para os valores presentes de CHUR (Bouvier *et al.* 2008); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0388$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,283225$ para o manto empobrecido (DM) (Andersen *et al.*, 2009); Idade modelo em estágio único (T_{DM}) utilizou as razões medidas de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Idade modelo em estágio duplo (T_{DM}^{C}) utilizou a idade U-Pb respectiva e razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ para a média da crosta continental (Griffin *et al.* 2002, 2004).

Tabela 3 - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras estudadas. Idades modelo calculadas a partir do modelo de evolução do Nd para o manto empobrecido de DePaolo (1981).

Unidade	Litologia/Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm-Nd}}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	Idade (Ma)	$\epsilon\text{Nd}(t)$	T_{DM} (Ga)
<i>Gnaisses arqueanos e granulitos</i>										
Complexo Aruanã	Ortognaisse/EM 161A	14.19	83.81	0.10238	0.510845	-0.48	-34.98	^a 2630	-3.08	3.05
Granulito Tuerê	Ortognaisse/EM 13B	1.04	6.75	0.09314	0.510712	-0.53	-37.57	^b 2600	-2.95	2.98
-	Ortognaisse/PR 143	7.84	53.22	0.08907	0.511085	-0.55	-30.29	^a 2120	-1.46	2.41
<i>Granitoides e charnokitoides riacianos</i>										
Complexo Bacajá	Metatonalito/EM 100	4.18	20.91	0.12069	0.511481	-0.39	-22.57	^a 2103	-2.05	2.58
Suíte I. Arapari	Sienogranito/PR 165	9.73	52.4	0.11226	0.511366	-0.43	-24.81	^a 2080	-2.26	2.54
Suíte I. João Jorge	Granito/EM 22	13.37	90.45	0.08936	0.511130	-0.55	-29.42	^b 2070	-0.88	2.35
Suíte I. João Jorge	Granito/EM 28	9.26	74.84	0.07477	0.510902	-0.62	-33.86	^b 2070	-1.45	2.36
Suíte I. João Jorge	Granito/EM 33A	3.29	23.87	0.08341	0.510674	-0.58	-38.31	^b 2070	-8.23	2.79
Suíte I. Arapari	Sienogranito/EM 115	7.32	45.89	0.09647	0.511167	-0.51	-28.69	^b 2060	-2.19	2.45
Suíte I. Arapari	Sienogranito/PR 104	9.76	64.02	0.09212	0.510726	-0.53	-37.30	^b 2060	-9.68	2.93

a Idades obtidas neste trabalho

b Fonte: Macambira & Ricci (2013)

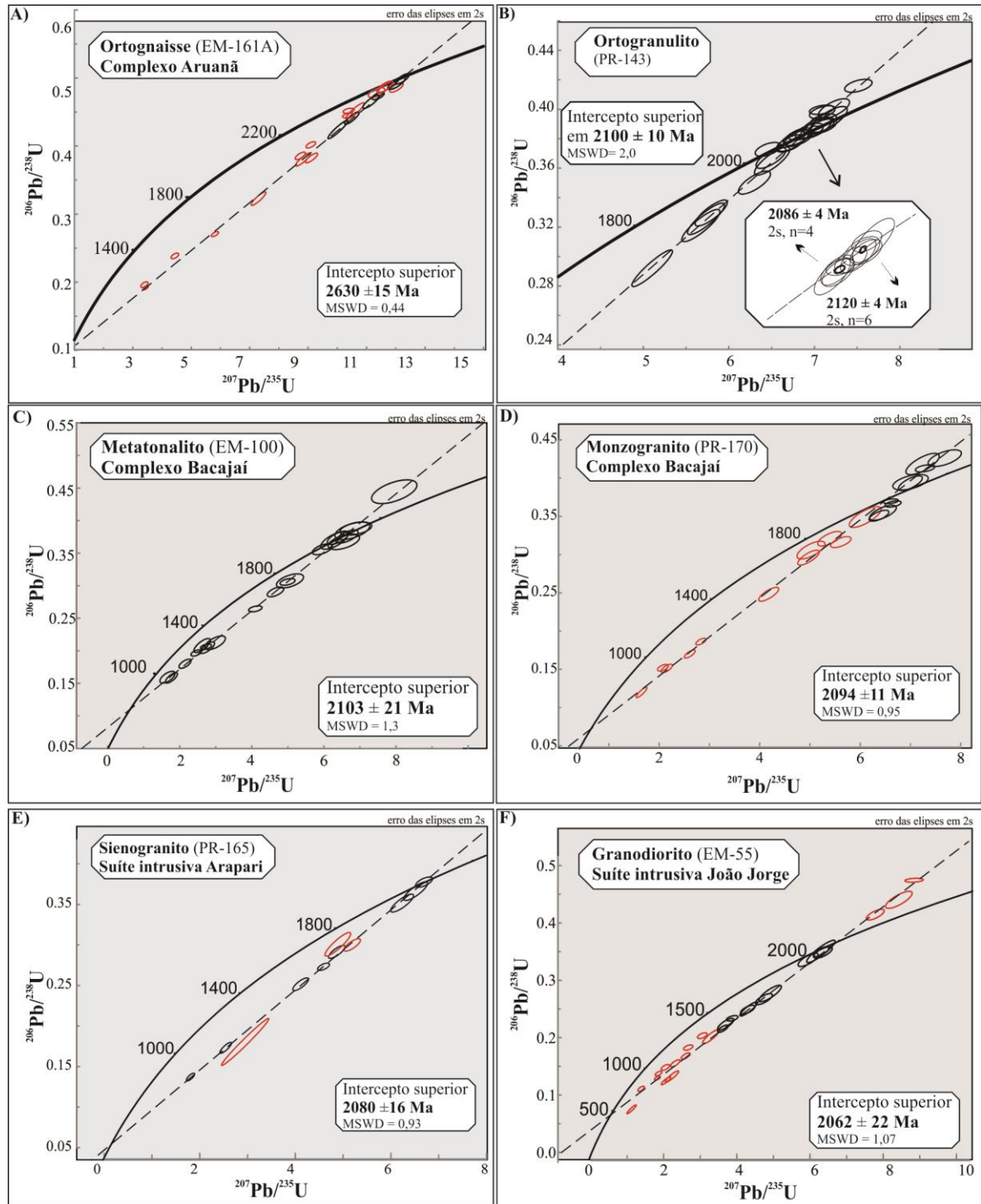


Figura 8- Diagramas Concórdia para rochas do Domínio Bacajá. As análises representadas pelas elipses vermelhas foram desconsideradas nos cálculos de idade.

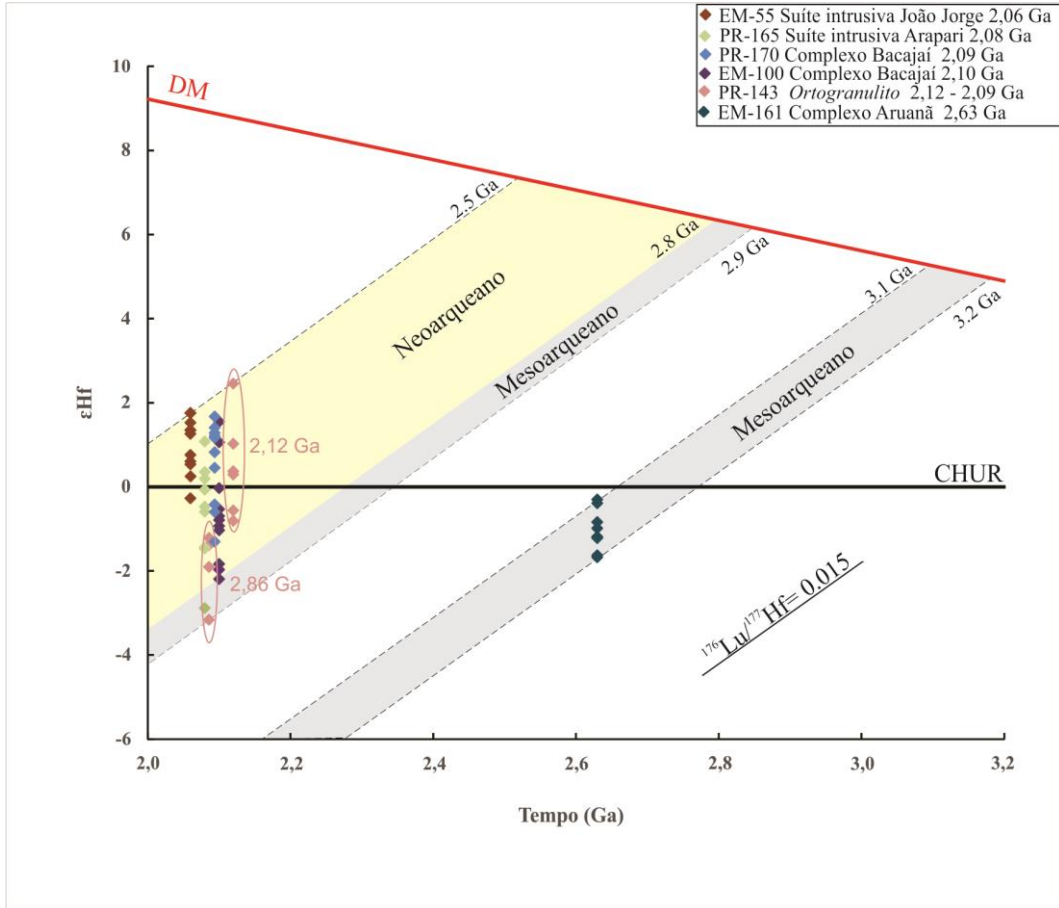


Figura 9- Diagrama ϵ_{Hf} vs Tempo (Ga) para as rochas do NE do Domínio Bacajá.

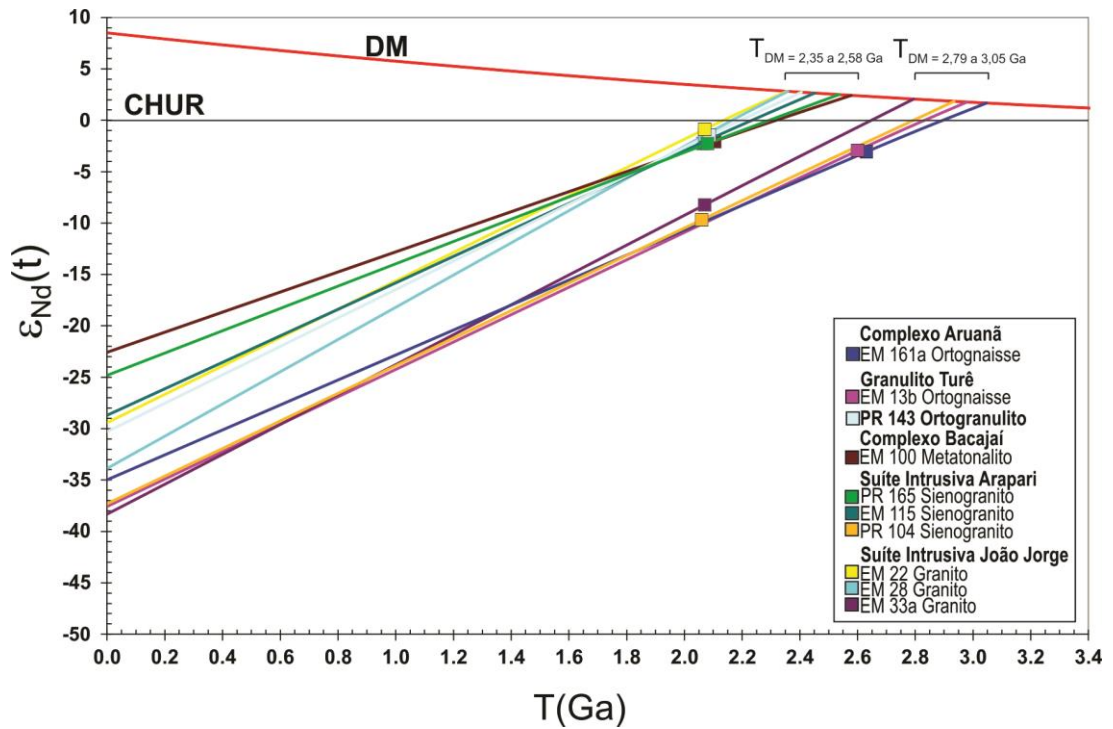


Figura 10- Diagrama ϵ_{Nd} vs Tempo (Ga) para as rochas do NE do Domínio Bacajá.

6 DISCUSSÃO

6.1 INTEGRAÇÃO DOS DADOS U-Pb e Lu-Hf EM ZIRCÃO E Sm-Nd DAS ROCHAS DO NORDESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ

Os novos dados geocronológicos e geológicos obtidos neste estudo permitiram a individualização, no tempo, de três grupos de colocação magmática na Folha Tucuruí (Domínio Bacajá): um Neoarqueano de 2,63 Ga e dois Riacianos ca. 2,1 e 2,08-2,06 Ga. Além de um provável evento metamórfico de alto grau de 2,09 Ga.

O evento magmático mais antigo é representado pelo ortogneisse do Complexo Aruanã, cujo protólito foi formado em 2630 ± 15 Ma e os dados de Hf e Nd atestam que a origem do seu protólito seja a partir de uma fonte de crosta mesoarqueana (2,98-3,2 Ga) retrabalhada.

O primeiro evento magmático riaciano, definido no intervalo das idades de 2120 ± 4 Ma a 2094 ± 11 Ma é representado pelas unidades do Complexo Bacajá e o granulito indiscriminado. O granulito (PR-143) apresenta dois grupos de idades de zircão de 2,12 Ga a 2,09 Ga. A interpretação desse intervalo para cristais de uma mesma amostra tem como base a análise integrada U-Pb e Lu-Hf. Em primeiro lugar, foi possível obter duas idades concordantes calculadas a partir da análise de dez cristais de zircão cada, os quais, pelo fato de serem concordantes, sugerem uma evolução em sistema “fechado”, sem perturbação do sistema U-Pb (p.ex. perda de chumbo; mistura de fases de crescimento do zircão ou recristalização parcial dos grãos), levando a interpretação das idades obtidas como as de cristalização do protólito (p.ex. Shoene 2014). Neste caso, os cristais de zircão de 2,09 Ga definem a idade de cristalização da rocha e os cristais de 2,12 Ga estão associados a uma formação “precoce” (ou herdados) no magma, os ‘anticristais’. Os dados de Hf e imagens em CL obtidos para cada cristal fornecem informações que podem distinguir, de forma mais substancial, as duas populações de zircão. Devido ao fato do zircão ter uma razão Lu/Hf muito baixa, ele praticamente preserva a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial do tempo de cristalização (Patchett *et al.* 1981), podendo revelar a composição isotópica do magma do qual o cristal foi formado. No caso do granulito PR-143, o $\epsilon\text{Hf}(t)$ do grupo de cristais mais jovem (-1,2 a -3,2) é muito distinto ao do grupo mais antigo (2,5 a -0,8). É possível inferir que ocorreu uma mudança de fonte na formação de cristais de zircão na mesma amostra. Esse fato pode ter sido resultado de uma mistura de magmas (dois pulsos magmáticos distintos) ou uma contaminação de magma por rochas encaixantes. No primeiro caso, um magma, já contendo cristais de zircão se misturou com outros magma e, posteriormente, a mistura se cristalizou,

gerando uma segunda geração de zircão em uma mesma rocha. Já no segundo caso, os cristais de 2,09 Ga se formaram em um magma que pouco antes havia digerido as rochas encaixantes mais antigas (2,12 Ga), cujos cristais de zircão se preservaram, e depois o líquido se solidificou e agregou ambas gerações no mesmo corpo. De qualquer maneira, tal evento de mistura ou contaminação não foi detectado por análise da rocha, isto é, os valores obtidos de $\epsilon_{\text{Nd}}=-1,46$ e $T_{\text{DM}}=2,41$ Ga são provavelmente um valor de mistura.

Por outro lado, a caracterização das texturas dos cristais de zircão do ortogranulito sugerem uma possível condição metamórfica. Os cristais de zircão desta amostra apresentam zoneamento irregular, caótica (Fig. 5, cristais D8, D3); zoneamento apagado (Fig.5, cristais A4, C9), núcleo setorizado (Fig.5, cristal D2). Entretanto alguns apresentam texturas reliquias ígneas, como zoneamento concêntrico/oscilatório (Fig. 5, cristal B2) (Corfu *et al.* 2003). Segundo Rubatto (2017), a maioria das características texturais dos zircões indicam condições metamórficas da fácies granulítica ou de anatexia, cuja causa ou processo seria a cristalização de um líquido magmático ou precipitação de um fluido. Aliado a caracterização textural, a composição Th/U do zircão é também um critério para classificar o zircão (ígneo ou metamórfico). A razão Th/U de zircões metamórficos é geralmente menor que 0,1, mas exceções existem. Este critério foi proposto baseado em estudos de zircões de baixa temperatura e alta pressão (Rubatto & Gebauer 2000). Todavia, tem sido demonstrado que zircão metamórfico nem sempre apresenta Th/U baixo, como o caso do ortogranulito em questão que apresenta valores de Th/U entre 0,32 a 0,91. A maioria das ocorrências de zircões metamórficos com Th/U >0,1 são de amostras de temperaturas altas a ultra altas (>900°C) (Kelly & Harley 2005, Moller *et al.* 2003, Schaltegger *et al.* 1999, Vavra *et al.* 1996) e reforçam o caráter de fácies de alto grau desta amostra. Mas a distinção de cristalização e/ou evento metamórfico é uma questão a ser discutida, após se constatar o metamorfismo nos cristais de zircão. Em geral, os zircões metamórficos se formam mais facilmente em rochas de alto grau onde comumente se consistem de sobrecrescimentos em núcleos magmáticos herdados ou detríticos (Pidgeon *et al.* 2000). Entretanto, de acordo com as imagens de CL obtidas dos zircões do granulito este fato não foi registrado e nem são distinguidos claramente os domínios ígneos dos metamórficos, apesar de ambos serem identificados. No diagrama da Concórdia pode ser observado que as idades mais antigas de 2120 ± 4 Ma são de apenas um grupo de zircões concordantes e são interpretadas como as de cristalização do protólito ígneo, já que as mais jovens 2086 ± 4 Ma são de um grupo concordante e de outros grãos

discordantes que possuem esta idade (possivelmente sofreram perdas de chumbo durante um evento metamórfico).

Portanto, neste contexto, o primeiro grupo de cristais mais antigos seriam interpretados como os cristais de cristalização do protólito ígneo e os mais novos indicariam um evento metamórfico cuja idade já foi registrada a oeste do DB (Vasquez *et al.* 2014). A fragilidade desta hipótese recai no fato de todos os zircões estarem na mesma rocha e não ter identificados domínios metamórficos e domínios ígneos distintos, isto é, são apenas zircões e alguns foram a princípio afetados por metamorfismo. Mas pelo fato da pequena quantidade de zircões, não foi possível, na verdade, separar estes possíveis domínios metamórficos dos cristais e dos prováveis núcleos ígneos. Seriam necessários maiores estudos dos zircões de ortogranulitos na região para se consolidar estas idades e interpretações.

Os granitoides do Complexo Bacajaí (EM-100, PR-170) apresentam idades de cristalização entre ca. 2,1 e 2,09 Ga e uma significativa variação nos valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$, desde negativos até positivos (alguns com $\epsilon\text{Hf} = 0$, Fig.9). Em termos de cristalização, o intervalo de idade é mais jovem ao observado para o granulito (PR-143), e a assinatura de Hf é distinta. No caso dos granitoides, sugere-se que a sua fonte é juvenil, porém foi contaminada durante sua migração pela crosta, provavelmente por uma crosta continental mais antiga encaixante ou por um magma produzido por fusão da crosta. O fato de alguns cristais de zircão apresentarem uma composição de Hf condrítica no tempo de cristalização ($\epsilon\text{Hf} = 0$) é uma prova que nesses casos, pequenas porções do líquido magmático se homogeneizaram quanto ao Hf (membros finais sendo representados por uma fonte de magma juvenil e a crosta continental refundida), pois essa interpretação (mistura e homogeneização) é mais compatível com o contexto geológico da região. Isto condiz com a interpretação de Macambira & Ricci (2013) que há a possibilidade de que vários pulsos magmáticos ocorreram nessa região do que propriamente uma derivação das rochas de uma fonte de magma com composição próxima à condrítica. A interpretação para os dados Sm-Nd no caso dessas rochas é semelhante às inferidas para a rocha granulítica. Os valores de $\epsilon\text{Nd} = -2,26$ a $-1,46$ e $T_{\text{DM}} = 2,58$ a $2,41$ são provavelmente resultados de mistura de magmas juvenis e rochas retrabalhadas ou simples contaminação por rochas encaixantes (Macambira *et al.* 2009).

O terceiro e último evento magmático registrado na Folha Tucuruí é representado por granitoides da Suíte Intrusiva Arapari e João Jorge de 2080 ± 16 Ma a 2062 ± 22 Ma, respectivamente. Esse evento, o mais tardio descrito neste trabalho, é distinto dos outros eventos magmáticos, não apenas pela diferença de tempo de formação (isto é, idade de

crystalização), mas por apresentar valores fracamente negativos de ϵHf (1,8 a -2,9) e valores de ϵNd (-0,88 a -2,26), indicando uma fonte juvenil para essas rochas com Hf- T_{DM} do início do Neoarqueano (Tab. 2), porém, não se descarta a possibilidade de fraca contaminação ou misturas de magma. Outra evidência que contesta os dados de Sm-Nd são as idades modelo siderianas obtidas para essas rochas do último evento magmático. Apesar de ocorrer rochas siderianas nessa região, elas são raras e provavelmente não tenham qualquer relação com essa suíte. Portanto, essa idade modelo deve ser resultado de alguma contaminação no momento de extração do manto.

Tabela 4 - Síntese de dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas estudadas no DB.

Período	Unidade	Rocha	Evaporação de Pb	U-Pb (Ma)	Sm-Nd/Lu-Hf	Ref	
Neoarqueano	Complexo Aruanã	Granulito	2606 ± 4 Ma			1	
			2586 Ma			2	
	Mobilizados graníticos	2122 ± 18 Ma			7		
	Ortognaisses		2630 ± 15	$T_{\text{DM (Hf)}} = 3,2$ a $3,1$ Ga $\epsilon\text{Hf} = -0,3$ a $-1,7$ $T_{\text{DM (Nd)}} = 3,05$ Ga $\epsilon\text{Nd} = -3,08$	10		
Riaciano	-	Ortogranulito		2120 ± 4 Ma	$T_{\text{DM (Hf)}} = 2,7$ a $2,5$ Ga $\epsilon\text{Hf} = 2,5$ a $-0,8$ $T_{\text{DM (Nd)}} = 2,41$ Ga $\epsilon\text{Nd} = -1,46$ Ga	10	
				2086 ± 4		10	
				2103 ± 21	$T_{\text{DM (Hf)}} = 2,8$ a $2,6$ Ga $\epsilon\text{Hf} = 1,5$ a $-2,2$ $T_{\text{DM (Nd)}} = 2,58$ Ga $\epsilon\text{Nd} = -2,05$ Ga	10	
		Complexo Bacajá	Monzogranito		2094 ± 11	$T_{\text{DM (Hf)}} = 2,7$ a $2,6$ Ga $\epsilon\text{Hf} = 1,7$ a $-1,3$	10
			Charnockitoides		2114 Ma +35/-33 2094 Ma		5 6
			Enderbitito	2090 ± 6 Ma		7	
		Suíte Intrusiva Arapari	Charnockitoides	2088 ± 2 Ma			7
	2059 ± 4 Ma						
					2086 ± 5 Ma		9
						$T_{\text{DM}} = 2,47$ e $2,46$ Ga $\epsilon\text{Nd} = -2,4$ a $-3,12$	4
			Sienogranito		2080 ± 16 Ma	$T_{\text{DM (Hf)}} = 2,8$ a $2,6$ Ga $\epsilon\text{Hf} = 1,1$ a $-2,9$ Ga	10
			Jotunito	2070 ± 3 Ma			1
			Granodiorito		2062 ± 22 Ma	$T_{\text{DM (Hf)}} = 2,7$ a $2,5$ Ga $\epsilon\text{Hf} = 1,8$ a $-0,3$ Ga	10
	Suíte Intrusiva João Jorge	Granitoides	2077 ± 2 Ma			8	
			2077 ± 5 Ma			7	
			2077 ± 3 Ma			3	
						$T_{\text{DM}} = 2,33$ a $2,57$ Ga $\epsilon\text{Nd} = -0,6$ e $-4,12$ $T_{\text{DM}} = 2,65$ a $2,73$ Ga $\epsilon\text{Nd} = -6,49$ e $-5,8$	3 4

Referências: (1) Vasquez *et al.* (2008c), (2) Besser (2012), (3) Macambira *et al.* (2009), (4) Vasquez (2006), (5) Faraco *et al.* (2005), (6) Monteiro (2006), (7) Macambira e Ricci (2013) e (8) Vasquez *et al.* (2005), (9) Santos (2003) e (10) este estudo. Todas amostras foram analisadas por cristal de zircão, com exceção dos paragneisses: (z) = zircão; (m) = monazita e (n) = núcleo e (b) = borda.

6.2 EVOLUÇÃO CRUSTAL DO DOMÍNIO BACAJÁ

O evento magmático mais antigo definido neste trabalho é representado por um ortogneisse, cujo protólito foi formado em 2630 ± 15 Ma (amostra EM-161A), e localiza-se no extremo nordeste do Domínio Bacajá (Complexo Aruanã). Sua idade está de acordo com a do metagranodiorito granulítico de 2606 ± 4 Ma (Vasquez *et al.* 2008b) que aflora próximo. A sul da área afloram granulitos máficos com protólito com idade Pb-Pb em zircão de 2628 ± 3 Ma marcando a extensão de crosta neoarqueana de ca. 2,6 Ga no Domínio Bacajá. Além dessas rochas formadas no intervalo de 2,61-2,63 Ga, há dados geocronológicos ao sul do Domínio Bacajá (Complexo Cajazeiras), próximos a fronteira com Carajás que apresentam idades maiores de 3009 ± 27 Ma (U-Pb por SHRIMP) e 2942 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) (Macambira *et al.* 2007; Vasquez *et al.* 2008b). Quando compara-se os dados do gnaiss tonalítico do Manelão (2,67 Ga/evaporação Pb em zircão; $\epsilon_{Nd(2,67)} = +2,66$; $T_{DM}(Nd) = 2,65$ Ga), porção central do Domínio Bacajá (Macambira *et al.* 2009), com os dados obtidos neste trabalho para o ortogneisse para o Complexo Aruanã (EM-161A), nota-se uma idade do protólito semelhante, porém contrastam na assinatura do Nd de sua fonte. Enquanto um é notadamente de origem juvenil, o outro é produto de retrabalhamento crustal ou sofreu contaminação, respectivamente. Isto é, a configuração de que a acreção juvenil há ca de 2,6 se concentrou na parte central do DB (Manelão e Três Palmeiras) e ao norte se comprova um retrabalhamento dessas rochas. Nesse caso, é possível iniciar uma discussão mais detalhada dos eventos que ocorreram no Neoarqueano. Em 2,67 Ga, os gnaisses apresentam uma natureza juvenil, provavelmente representativos de remanescentes de arcos de ilha ou uma suíte TTG em um estágio inicial de formação de crosta (Macambira *et al.* 2009). Após cerca de 60 a 40 Ma, em 2,61-2,63 Ga, ocorreu uma mudança de fonte, agora com assinatura continental, indicando um contexto tectônico de arco magmático. Adicionalmente, é possível observar que os gnaisses do Neoarqueano do norte do domínio são ligeiramente mais jovens e apresentam caráter retrabalhado, enquanto na parte central, são mais antigos e juvenis. Por outro lado, não se descarta a possibilidade de os gnaisses neoarqueano do Complexo Aruanã terem se formado a partir dos gnaisses mesoarqueanos do Complexo Cajazeiras que afloram na porção sul do Domínio Bacajá. Isto é inferido já que as amostras EM-161A e EM-13b resultaram em valores negativos de ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} e idades modelo Nd e Hf próximas as idades de formação das rochas do Complexo Cajazeiras.

O segundo evento magmático, de 2,12 a 2,09 Ga, é demarcado por granitoides do Complexo Bacajá e do granulito. Ao se considerar a sua idade de cristalização de 2,12 Ga e

os zircões mais jovens de 2,09 Ga como resultado de um evento metamórfico, a interpretação do ortognulito toma um lugar distinto no cenário deste Domínio. No DB, os granulitos estão associados aos terrenos arqueanos, portanto a classificação e compreensão desse granulito ainda é escassa, apesar de existirem registros de metamorfismo de alto grau nessa região compatíveis com as desse granulito. Vasquez *et al.* (2014) obtiveram em zircões e monazitas de paragnaisses pelíticos e migmatitos idades de dois prováveis eventos de metamorfismo granulítico. O evento de 2071-2057 Ma foi identificado e interpretado como relacionado ao estágio descompressional (pós-colisional) de metamorfismo de alto grau e provavelmente associado aos cristais mais jovens desse ortognulito.

Quanto ao magmatismo granítico de 2,1 a 2,09 Ga, os dados obtidos neste trabalho confirmam o apresentado na literatura. Isto é, os dados isotópicos obtidos por métodos aplicados em rocha total (Sm-Nd) podem resultar de uma mistura de magmas e o registro não fica evidente como na análise de zircão, mas a variação de juvenil a retrabalhado é bem marcado nesse intervalo de tempo. É provável que o período de 2,12 Ga seja caracterizado por colocações de rochas proveniente de crosta juvenil em um ambiente pré-colisional, ainda como arco magmático e sobretudo em níveis crustais mais profundos (“catazonais”, como descrito petrograficamente por Ricci 2006). Em 2,1 – 2,09 Ga (possivelmente em níveis crustais mais rasos) em um contexto sin-tectônico, um magmatismo granitoide representado pelo Complexo Bacajaí estava se formando. Nesse período, houve um aumento da contribuição de material juvenil durante todo esse intervalo como observados pelos dados isotópicos de Hf e Nd. Já que é provável ter ocorrido uma ampla mistura/contaminação concomitante com a colocação de material juvenil nesse segundo evento, os dados Sm-Nd em rocha total foram ‘mascarados’ e demarcam apenas valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$, entretanto as idades modelo são de certa forma correspondentes a ambos os métodos e corroboram na definição desse evento. Posteriormente, por volta de 2,09 Ga são constatados eventos de metamorfismo de alto grau e a colocação de um magmatismo com caráter mais juvenil representado pelas suítes intrusivas João Jorge e Arapari. De acordo com Macambira & Ricci (2013), a Suíte Intrusiva João Jorge é a intrusão riaciana mais jovem relacionada com o Ciclo Transamazônico no contexto do nordeste do Domínio Bacajá. Os valores de ϵHf são, em geral, positivos e sua respectiva idade modelo é neoarqueana. De forma semelhante, os valores de ϵNd são os que apresentam a assinatura com menor contribuição crustal na fonte de seus magmas, todavia, a sua idade modelo aponta para fontes de rochas formadas no Sideriano.

7 CONCLUSÕES

Nas últimas décadas, muitos avanços foram alcançados no estudo geológico do Domínio Bacajá, em especial na porção norte, os quais foram traduzidos em novas folhas cartográficas da CPRM - Serviço Geológico do Brasil (Barros & Besser 2015, Macambira & Ricci 2013, Macambira *et al.* 2016), além de artigos científicos (Faraco *et al.* 2005, Macambira *et al.* 2007, Vasquez *et al.* 2008a).

Os dados geocronológicos prévios das rochas do DB identificam uma crosta mesoarqueana de ca. 3,0 Ga, possivelmente remanescente da crosta de Carajás e uma acrescida no neoarqueano entre 2,7 e 2,5 Ga (Macambira *et al.* 2007, 2009, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008a, 2008b). Na parte nordeste do DB foram identificadas rochas de 2606 Ga no Complexo Aruanã (Vasquez *et al.* 2008c). E os novos dados U-Pb e Lu-Hf em zircão mostram que estas rochas de alto grau metamórfico têm protólito ígneo cristalizado há 2630 Ga, mas que o magma precursor se formou a partir da fusão de crosta mesoarqueana de ca. 3.0 Ga.

As suítes intrusivas riacianas e o ortogranulito indiscriminado apresentam dois principais eventos magmáticos nos períodos de 2,12-2,09 Ga e 2,08-2,06 Ga, e é identificado um evento metamórfico de alto grau ca. 2,09 Ga. No caso dos zircões identificados do ortogranulito de 2,12 Ga, eles podem estar relacionados a um arco magmático (estágio pré-colisional) na margem de um continente neoarqueano. Este continente foi formado pela acreção de um arco de ilha entre 2,7 e 2,5 Ga (Manelão + Três Palmeiras) e aglutinação na margem de um continente neoarqueano (Aruanã) e mesoarqueano (Carajás – 3,0 Ga). Além disso, os dados deste estudo mostram através dos isótopos de Hf que a rocha de 2,12 Ga se formou a partir de uma crosta acrescida no neoarqueano (ca. 2,6 Ga), que sofreu um evento metamórfico de 2,09 Ga de alto grau em um estágio descompressional. Por fim, os novos dados deste estudo mostram que as rochas ígneas de 2,08 a 2,06 do NE do Domínio Bacajá se formaram a partir da crosta continental acrescida durante o Neoarqueano (2,8-2,5 Ga) e que o evento magmático pós-colisional do DB se estendeu até 2,06 Ga.

Os dados Sm-Nd prévios indicavam um predomínio de fontes crustais neoarqueanas retrabalhadas para as rochas ígneas de 2,08-2,07 Ga e subordinado componente juvenil há ca. de 2,3 Ga (Macambira *et al.* 2009, Vasquez 2006).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq pela bolsa de mestrado concedida ao primeiro autor, pela bolsa de Produtividade fornecida ao segundo autor e pela concessão do auxílio à pesquisa (Projeto Universal CNPq: Processo 428287/2016-6, Chamada Universal 01/2016 – Faixa C). Agradecem à CPRM Serviço Geológico do Brasil, pelo empréstimo de amostras de rocha e cessão de informações geológicas, em especial, ao geólogo Edésio Macambira, pela sugestão do tema e discussão sobre a geologia da área. Ao Prof. Roberto Vizeu Pinheiro/UFPA, pelo auxílio na confecção do mapa geológico, ao prof. Claudio Lamarão/UFPA pelo auxílio nas imagens MEV, e ao Dr. Marcelo Vasquez/CPRM-Belém pelas significativas considerações neste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p
- 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.
- Barros C.E.M. & Besser M.L. 2015. *Folha Rio Bacajá SA.22-Y-D-IV*. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 1 mapa. Escala 1:100.000.
- Besser M.L. 2012. *Origem e Evolução das rochas Paleoproterozoicas da área Rio Bacajá, Pará, Brasil*. MS Dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, p. 147.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* **273**: 48-57p.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, África. *Anais*. p. 137-138.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 469-500.
- Cristo L.C.F. 2018. *Estudo petrográfico e isotópico (Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd) de rochas metavulcânicas, mineralizações auríferas e rochas granitoides relacionadas ao greenstone bel três Palmeiras, Volta Grande do Xingu, Domínio Bacajá, Pará*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 65 p.
- DePaolo D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry – an introduction. Berlin, Springer-Verlag, p. 187.
- Faraco M.T.L., Vale A.G., Santos J.O., Luzardo R., Ferreira A.L., Oliveira M., Marinho P.A.C. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. In: Souza V. & Horbe A.C. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG, v.4, p. 32-43.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**: 220-245.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly, S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Ylgarn Craton: U-Pb e Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research* **131**: 231-282.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly, S.Y., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf-isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos* **61**: 237-269.
- 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**: 47-69p.

- Kelly N. & Harley S. 2005. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archean history of the Napier Complex, east Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **149**: 57-84.
- Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex Version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, vol. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70p.
- Macambira E.M.B. & Ricci P.S.F. 2013. *Geologia e recursos minerais da Folha Tucuruí – SA.22-Z-C, Estado do Pará, Escala 1:250.000*. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 122 p.
- Macambira E.M.B., Ricci P.S.F., Anjos G.C dos. 2016. *Folha Repartimento SB.22-X-A*. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 1 mapa. Escala 1:250.000.
- Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira arqueano-paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? *In: X Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho. Resumos expandidos*, p. 99-102.
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:235-246.
- 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*, 1-31.
- Moller A., O'Brian P.J., Kennedy A., Koner A. 2003. Linkin growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: na example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). *The Geological Society of London*, **220**: 65-81.
- Monteiro P.C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, Sudeste do Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 104p.
- Motta J.G., Souza Filho C.R. de, Carranza E.J.M., Braitenberg C. 2019. Archean crust and metallogenic zones in the Amazonian Craton sensed by satellite gravity data. *Scientific Reports*, **9**: 1-10.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 116-129.
- 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**: 279-197.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajas Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159-171.
- Ricci P.S.F. 2006. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá high-grade block (Pará): Discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. *In: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Resumos expandidos*. 1 CD-ROM.

- Rubatto, D. 2017. Zircon: the Metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **83**: 261-295.
- Rubatto, D. & Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. *In*: Pagel M, Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (org.). *Cathodoluminescence in geosciences*, New York, p. 373-400.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. *In*: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. Gonçalves J. H. (org.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 169-226.
- Santos M.V., Souza Filho E.E., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Ribeiro A.C.O., Payolla B.L, Vasconi A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio rio Xingu. Altamira-PA. *In*: SBG, 7º Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, Brasil, *Anais*, v. 1, p.363-377.
- 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, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Brasil, *Resumos Expandidos* (CD-ROM).
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Schaltegger U., Fanning M., Günther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineral Petrology*, **134**: 186-201.
- Scherer E.E., Munker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science* **293**: 683-687.
- Shoene B. 2014. U-Th-Pb Geochronology. *In*: Holland H.D. & Turekian K.K. (eds.) *Treatise on geochemistry*. [S.l.], Elsevier, p. 341-378.
- Soderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letter*, **219**: p. 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**: 207-221.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**: p. 174-182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.471-485.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.

Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – Sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 212 p.

Vasquez M.L., Macambira J.B.M., Galarza M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da região Iriri-Xingu, Pará – novos dados geológicos e geocronológicos. In: Souza V. & Horbe A.C. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia*, SBG, Belém, v.4, p. 16-31.

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong, R. 2008a. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, **161**, 279-302. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.09.001>

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C. M. G., Klein E.L. 2008b. Compartimentação tectônica. In: Vasquez M.L. & Rosa Costa L.T. (orgs.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém, Brasil, Companhia de Pesquisas de recursos Minerais - CPRM. p. 39-112. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/dco/10443>. 20/08/2019.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Ricci P.S.F., Barbosa J.P.O., Klain E.V., Lopes E.C.S., Macambira E.M.B., Chaves C.L., Carvalho J.M.A., Oliveira J.G.F., Anjos G.C., Silva H.R. 2008c. Unidades litoestratigráficas. In: Vasquez M.L. & Rosa Costa L.T. (orgs.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Companhia de Pesquisas de recursos Minerais - CPRM, Belém, Brasil. p. 113-215. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/dco/10443>. 20/08/2019

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2014. High grade metamorphism constrained by U-Pb SHRIMP ages: an example of the Bacajá Domain, Amazonian Craton, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 9, *Abstracts...*, São Paulo, Brazil.

Vavra G., Gebauer D., Schmidt R., Compston W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineral Petrology*, **122**: 337-358.

8 CONCLUSÕES

Nas últimas décadas, muitos avanços foram alcançados no estudo geológico do Domínio Bacajá, em especial na porção norte, os quais foram traduzidos em novas folhas cartográficas da CPRM - Serviço Geológico do Brasil (Barros & Besser 2015, Macambira & Ricci 2013, Macambira *et al.* 2016), além de artigos científicos (Faraco *et al.* 2005, Macambira *et al.* 2007, Vasquez *et al.* 2008a).

Os dados geocronológicos prévios das rochas do DB identificam uma crosta mesoarqueana de ca. 3,0 Ga, possivelmente remanescente da crosta de Carajás e uma acrescida no neoarqueano entre 2,7 e 2,5 Ga (Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008a, 2008b, Macambira *et al.* 2007, 2009). Na parte nordeste do DB foram identificadas rochas de 2606 Ga no Complexo Aruanã (Vasquez *et al.* 2008c). E os novos dados U-Pb e Lu-Hf em zircão mostram que estas rochas de alto grau metamórfico têm protólito ígneo cristalizado há 2630 Ga, mas que o magma precursor se formou a partir da fusão de crosta mesoarqueana de ca. 3.0 Ga.

As suítes intrusivas riacianas e o ortogranulito indiscriminado apresentam dois principais eventos magmáticos nos períodos de 2,12-2,09 Ga e 2,08-2,06 Ga, e é identificado um evento metamórfico de alto grau ca. 2,09 Ga. No caso dos zircões identificados do ortogranulito de 2,12 Ga, eles podem estar relacionados a um arco magmático (estágio pré-colisional) na margem de um continente neoarqueano. Este continente foi formado pela acreção de um arco de ilha entre 2,7 e 2,5 Ga (Manelão + Três Palmeiras) e aglutinação na margem de um continente neoarqueano (Aruanã) e mesoarqueano (Carajás – 3,0 Ga). Além disso, os dados deste estudo mostram através dos isótopos de Hf que a rocha de 2,12 Ga se formou a partir de uma crosta acrescida no neoarqueano (ca. 2,6 Ga), que sofreu um evento metamórfico de 2,09 Ga de alto grau em um estágio descompressional. Por fim, os novos dados deste estudo mostram que as rochas ígneas de 2,08 a 2,06 do NE do Domínio Bacajá se formaram a partir da crosta continental acrescida durante o Neoarqueano (2,8-2,5 Ga) e que o evento magmático pós-colisional do DB se estendeu até 2,06 Ga.

Os dados Sm-Nd prévios indicavam um predomínio de fontes crustais neoarqueanas retrabalhadas para as rochas ígneas de 2,08-2,07 Ga e subordinado componente juvenil há ca. de 2,3 Ga (Macambira *et al.* 2009, Vasquez 2006).

REFERÊNCIAS

- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p.
- 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.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de La France*, **2-3-4**, p.83-100.
- Barros C.E.M. & Besser M.L. 2015. *Folha Rio Bacajá SA.22-Y-D-IV*. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 1 mapa. Escala 1:100.000.
- Besser M.L. 2012. *Origem e evolução das rochas Paleoproterozoicas da área Rio Bacajá, Pará, Brasil*. MS Dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, p. 147.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* **273**: 48-57.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K.A. 1984. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geológico Chileno, África. Anais*. 137-138.
- Cristo L.C.F. 2018. *Estudo petrográfico e isotópico (Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd) de rochas metavulcânicas, mineralizações auríferas e rochas granitoides relacionadas ao greenstone belt Três Palmeiras, Volta Grande do Xingu, Domínio Bacajá, Pará*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 65 p.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Théveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 scale geological map of French Guiana. *Géologie de la France*, **2-3-4**, 5-57.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry – an introduction*. Berlin, Springer-Verlag, 187p.
- Faraco M.T.L., Vale A.G., Santos J.O., Luzardo R., Ferreira A.L., Oliveira M., Marinho P.A.C. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. *In: Souza V. & Horbe A.C. (eds.). Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBG, v.4, 32-43.
- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley & Sons. 589 p.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**: 220-245.

- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly, S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Ylgarn Craton: U-Pb e Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research* **131**: 231-282.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly, S.Y., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf-isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos* **61**: 237-269.
- 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.
- Kemp A.I.S. & Hawkesworth C.J. 2014. Growth and differentiation of the continental crust from isotope studies of accessory minerals. In: Holland H.D. & Turekian K.K. (eds.) *Treatise on geochemistry*. [S.l.], Elsevier, p. 379-421.
- Ludwig K.R. 2003. *User's manual for isoplot/Ex Version 3.00* – a geochronology toolkit for Microsoft Excel, vol. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70p.
- Macambira E.M.B. & Ricci P.S.F. 2013. *Geologia e recursos minerais da Folha Tucuruí – SA.22-Z-C, Estado do Pará, Escala 1:250.000*. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 122 p.
- Macambira E.M.B., Ricci P.S.F., Anjos G.C dos. 2016. *Folha Repartimento SB.22-X-A*. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 1 mapa. Escala 1:250.000.
- Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira arqueano-paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: 10º Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho. *Resumos expandidos*, p. 99-102.
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:235-246.
- 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*, 1-31.
- Monteiro P.C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, Sudeste do Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.
- Motta J.G., Souza Filho C.R. de, Carranza E.J.M., Braitenberg C. 2019. Archean crust and metallogenic zones in the Amazonian Craton sensed by satellite gravity data. *Scientific Reports*, **9**: 1-10.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 116-129.
- Ricci P.S.F. 2006. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá high-grade block (Pará): discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. In: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*. 1 CD-ROM.

- Rosa-Costa L.T. 2006. *Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 235p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). *Geologia, tectonica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 169-226.
- Santos M.V., Souza Filho E.E., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Ribeiro A.C.O., Payolla B.L., Vasconi A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio rio Xingu. Altamira-PA. In: SBG, 7º Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, Brasil, *Anais...*, v.1, p.363-377.
- 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, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Brasil, *Resumos Expandidos* (CD-ROM).
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Rizzoto G.J., Potter P.E., McNaughton N.J., Mattos R.S., Hartmann L.A., Chemale f., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in west Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**: 120-152.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseado em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo: In: Costa M.L. & Angélica R.S. (orgs) *Contribuições à geologia da Amazônia*. FINEP-SBG-NO, p.91-129.
- Scherer E.E., Munker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science* **293**: 683-687.
- Soderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letter*, **219**: 311-324.
- Stacey J.S. & Kramers J.D., 1975. Approximation o terrestrial lead isotopic evolution by two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 207-221.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, 471-485.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology o the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research* **42**: 213-227.

- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.P. 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., Macambira M.J.B, Armstrong, R. 2008a. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, **161**: 279-302. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.09.001>
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva, C. M. G., Klein, E.L. 2008b. Compartimentação tectônica. In: Vasquez M.L. & Rosa Costa L.T. (orgs.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Companhia de Pesquisas de recursos Minerais - CPRM, Belém, Brasil. p. 39-112. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/dco/10443>. Acesso em 20/08/2019.*
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Ricci P.S.F., Barbosa J.P.O., Klain E.V., Lopes E.C.S., Macambira E.M.B., Chaves C.L., Carvalho J.M.A., Oliveira J.G.F., Anjos G.C., Silva H.R. 2008c. Unidades litoestratigráficas. In: Vasquez M.L. & Rosa Costa L.T. (orgs.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Companhia de Pesquisas de recursos Minerais - CPRM, Belém, Brasil. p. 113-215. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/dco/10443>. 20/08/2019.*
- Vasquez M.L. & Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2014. High grade metamorphism constrained by U-Pb SHRIMP ages: an example of the Bacajá Domain, Amazonian Craton, Brazil. In: 9° South-American Symposium on Isotope Geology, *Abstracts...*, São Paulo, Brazil.
- Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção Oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – Sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 212 p.
- Vasquez M.L., Macambira J.B.M., Galarza M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da região Irixi-Xingu, Pará – Novos dados geológicos e geocronológicos. In: Souza V. & Horbe A.C. (eds.). *4° Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBG, 16-31.
- Wetherill G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages. *Trans.Amer.Geophys.Union* **37**: 320-326.