



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 601

**GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf EM ZIRCÃO E U-Pb EM
MONAZITA DAS ROCHAS DE ALTO GRAU
METAMÓRFICO DO COMPLEXO PORTO NACIONAL,
NORTE DO MACIÇO DE GOIÁS**

Dissertação apresentada por:

ELAINE DE OLIVEIRA MENEZES

ORIENTADOR: Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Paulo Sergio de S. Gorayeb (UFPA)

**BELÉM - PARÁ
2021**

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

- M541g Menezes, Elaine de Oliveira.
Geocronologia U-Pb-Hf em zircão e U-Pb em monazita das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Porto Nacional, Norte do Maciço de Goiás / Elaine de Oliveira Menezes. — 2021.
xvi, 83 f. : il. color.
- Orientador(a): Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
Coorientador(a): Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2019.
1. Geocronologia U-Pb-Hf em Zircão. 2. Geocronologia U-Pb em Monazita. 3. Metamorfismo de Alto Grau. 4. Complexo Porto Nacional. 5. Maciço de Goiás. I. Título.

CDD 551.701



Universidade Federal do Pará
Instituto de geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf EM ZIRCÃO E U-Pb EM
MONAZITA DAS ROCHAS DE ALTO GRAU
METAMÓRFICO DO COMPLEXO PORTO NACIONAL,
NORTE DO MACIÇO DE GOIÁS**

Dissertação apresentada por:

ELAINE DE OLIVEIRA MENEZES

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: **13 / 03 / 2021**

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
(Orientador-UFPA)

Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões
(Membro- UNESP)

Prof. Dr. Candido Augusto V. Moura
(Membro-UFPA)

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela estrutura necessária durante a realização deste trabalho e pela possibilidade de crescimento acadêmico e profissional.

Ao Laboratório Pará-Iso do IG/UFPA, em especial ao Projeto “*Implantação de metodologias U-Pb in-situ em minerais acessórios por LA-ICP-MS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA e sua aplicação à evolução crustal da Amazônia Oriental*” (Projeto Universal CNPq N^o 423625/2018-7) por todo apoio e suporte laboratorial para o desenvolvimento desta dissertação de mestrado durante as análises geocronológicas.

À Superintendência da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM - Belém), em especial à Geóloga Cristiane Sousa e ao Geólogo Marcelo Lacerda Vasquez, pela liberação do uso de laboratórios e equipamentos para preparação de amostras e concentração de minerais.

À Técnica da CPRM-Belém Maria Rosalva Campos Coelho pelos ensinamentos, orientação e ajuda durante os trabalhos de preparação de amostras para fins de datação, e ao Sr. Valmir, auxiliar de geologia da CPRM-Belém, pela ajuda durante a preparação das amostras.

Ao Prof. Dr. Paulo Gorayeb, coorientador deste mestrado, pela proposição da ideia da pesquisa, pela oportunidade de aprendizado em uma nova temática, paciência, discussões, orientações, ensinamentos e correções/revisões textuais.

Ao Prof. Dr. Marco Antonio Galarza, orientador do trabalho, pelas orientações, apoio, e por toda ajuda na realização das análises geocronológicas, obtenção de dados isotópicos e cálculos analíticos, discussões e correções/revisões textuais.

À Biblioteca do Instituto de Geociências da UFPA, em especial à Lúcia Imbiriba, por todo auxílio e correções desta dissertação conforme as normas técnicas bibliográficas utilizadas no PPGG/IG/UFPA.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de estudo do mestrado (CNPq – Processo N^o 131842/2018-8).

Ao Projeto “*Petrologia, geocronologia e tectônica das rochas magmáticas do Cinturão Araguaia, Neoproterozoico*” (Projeto Universal CNPq N^o 427225/2016-7) sob a coordenação do Prof. Paulo Gorayeb, pelo suporte financeiro para o desenvolvimento do trabalho.

Aos professores e técnicos do Instituto de Geociências (PPGG/UFPA), em especial aos profs. Drs. Cândido Augusto Veloso Moura, Jean-Michel Lafon e Afonso Cesar Rodrigues Nogueira; Afonso Quaresma de Lima, Cleida Feitas, Joanice Lopes e Joelma Lobo.

Ao Geólogo Gabriel Silva de Araújo Pontes pela constante ajuda durante a realização dos trabalhos de campo e preparação de amostras.

Ao Geólogo Jean Bizet pela amizade, pelos diálogos e conhecimentos compartilhados, e pela ajuda durante a catalogação de amostras e descrição petrográfica.

A minha família, que sempre me acolheu, deu força e confiança em minha trajetória, em especial à Fátima por me mostrar o verdadeiro companheirismo a cada dia e por me inspirar a crescer a cada dia.

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste mestrado.

“Knowledge is like money: To be of value it must circulate, and in circulating it can increase in quantity and, hopefully, in value.”

Louis L'Amour.

RESUMO

O Complexo Porto Nacional (CPN) está inserido na porção centro-norte da Província Tocantins, como parte da porção norte do Maciço de Goiás, o qual representa um microcontinente do Paleoproterozoico remanescente da tectônica do evento Brasileiro, responsável pela edificação dos orógenos Araguaia, Brasília incluindo o Arco Magmático de Goiás, e Paraguai. O CPN constitui uma faixa de rochas de alto grau metamórfico na direção NE-SW, afetado pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional, integrante do Lineamento Transbrasiliano, e reúne, predominantemente, ortogranulitos de composição variada (granulitos máficos, enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos) com menor ocorrência de paragneisses aluminosos, ortogneisses tonalíticos mais ou menos migmatizados e granitoides tipo-S. Estudos petrográficos identificaram as seguintes paragêneses metamórficas: $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Hb}$ (granulito máficos); $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Mc} \pm \text{Bt} \pm \text{Hb}$ (enderbitos); $\text{Pl} \pm \text{Mc} + \text{Qtz} + \text{Bt} + \text{Grt} \pm \text{Sil} \pm \text{Ky} \pm \text{Grf}$ (cianita-sillimanita-granada gnaisses). Esses dados revelam atuação do metamorfismo de alto grau, em condições da fácies granulito com pico metamórfico alcançando temperatura e pressão acima de 850 °C e 8 kbar, respectivamente. Para os estudos geocronológicos foram selecionadas duas amostras de enderbitos e duas de sillimanita-granada gnaisses onde foram aplicados os métodos U-Pb-Hf em zircão e U-Pb em monazita, respectivamente. As imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão dos enderbitos revelam dois tipos: (I) cristais prismáticos longos com contornos irregulares, homogêneos e sem zoneamento evidente; (II) cristais prismáticos curtos com um núcleo interno bem definido, envolvido por uma zona externa com tonalidade mais clara, sugerindo sobrecrecimento metamórfico. As imagens de monazita dos paragneisses obtidas por elétrons retroespalhados mostraram cristais homogêneos arredondados a subarredondados, sem estruturação interna. Os resultados geocronológicos U-Pb em zircão do núcleo dos cristais apontaram idade de 2,16 Ga, e das bordas valores mais baixos (2,09 Ga), interpretando-se como idade de cristalização de cristais ígneos dos protólitos tonalíticos, e idade do metamorfismo de alto grau, respectivamente. Em outro enderbitito, a idade de cristais de zircão também apresentou valores mais baixos, da ordem de 2,09 Ga, reforçando a interpretação de serem zircões metamórficos. Os valores da razão Th/U dos cristais de zircão das amostras variam de 0,04 – 0,95 e 0,01 – 1,15, respectivamente, sugerindo origem metamórfica e magmática. As idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ obtidas nos mesmos cristais de zircão analisados sugerem dois episódios de formação de crosta que deu origem a essas rochas: uma fonte do Sideriano (2,40 a 2,48 Ga) e outra do Neo-Mesoarqueano (2,52 a 3,01 Ga). Os parâmetros petrogenéticos $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos (+3,9 a +5,2) evidenciam derivação a partir de fonte mantélica para o material do Sideriano, enquanto que os

parâmetros petrogenéticos $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos e positivos (-4,6 a +3,3) evidenciam derivação a partir de mistura entre material crustal e juvenil para o material do Neo-Mesoarqueano. Os resultados geocronológicos U-Pb em monazita dos paragnaisse apontam valores de idades de 2,09 Ga e 2,10 Ga, levemente abaixo do valor obtido nos zircões metamórficos dos enderbitos e confirmam a idade do metamorfismo de alto grau que afetou o CPN no Paleoproterozoico. Isto vem demonstrar a atuação do metamorfismo em condições da fácies granulito quase contemporâneo à cristalização magmática dos protólitos. Essa cronologia tem representatividade em outros terrenos metamórficos de alto grau do Brasil e de outros países, a exemplo dos granulitos do Cráton Oeste Africano (Cinturão Limpopo); Cráton São Francisco, na Bahia, representado pelo cinturão granulítico do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e, em Minas Gerais no embasamento do Orógeno Araçuaí; pelas faixas granulíticas do Domínio Bacajá do Cráton Amazônico e do Bloco Amapá; e pelo Escudo das Guianas. A análise dos dados geocronológicos demonstra que as idades de cristalização e de metamorfismo obtidas são resultantes de processos ocorridos durante um período restrito no Riaciano.

Palavras-chave: Geocronologia U-Pb-Hf em Zircão. Geocronologia U-Pb em Monazita. Metamorfismo de Alto Grau. Complexo Porto Nacional. Maciço de Goiás. Riaciano.

ABSTRACT

The Porto Nacional Complex is inserted in the Tocantins Province's central-north portion, as part of the northern Goiás Massif, which represents a Paleoproterozoic microcontinent remnant of tectonics Brazilian Cycle, which formed the orogens Araguaia, Brasília, including Goiás magmatic arc, and Paraguai. The CPN constitutes a belt of high-grade metamorphic rocks in the NE-SW direction, affected by the Porto Nacional Shear Zone, part of the Transbrasiliano Lineament, and predominantly gathers orthogranulites which composition vary widely (mafic granulites, enderbites, charnoenderbites and charnockites) with minor occurrences of aluminous paragneisses, more or less migmatized tonalitic orthogneisses and S-type granitoids. Petrographic analyzes identified paragenesis defined the following metamorphic paragenesis: Opx + Cpx + Pl ± Hb (mafic granulites); Opx + Cpx + Pl + Qtz ± Mc ± Bt ± Hb (enderbites); Pl ± Mc + Qtz + Bt + Grt ± Sil ± Ky ± Grf (kyanite-sillimanite-garnet gneisses). These data reveal high-grade metamorphism's performance, under conditions of granulite facies with a metamorphic peak reaching temperature and pressure above 850 °C and 8 kbar, respectively. For geochronological studies were selected two samples of enderbite and two sillimanite-garnet gneiss where U-Pb-Hf methods in zircon and U-Pb in monazite were applied, respectively. Scanning electron microscopy images by cathodoluminescence of enderbite's zircon shows two types: (I) long prismatic crystals with irregular contours, homogeneous and without evident zoning; (II) short prismatic crystals with a well-defined inner core, surrounded by an external zone with a lighter tonality, suggesting metamorphic overgrowth. *Back-Scattered Electron* of paragneisse's monazite showed homogeneous crystals rounded to rounded, without internal structure. U-Pb geochronological in zircon's core indicated ages of 2.16 Ga, and the crystal's rims showed lower values (2.09 Ga), interpreted as zircon crystallization age of tonalitic protolites, and high-grade metamorphism, respectively. In another sample, zircon ages also indicated values in the order of 2.09 Ga, reinforcing the interpretation of being metamorphic zircons. Th/U ratio zircon obtained for zircon crystals vary 0.04 – 0.95 and 0.01 – 1.15, respectively, suggesting metamorphic and igneous origin. Hf-T_{DM}^C model ages in zircon crystals analyzed suggest two continental crust formation episodes: a source from Siderian (2.40 to 2.48 Ga) and another from Neo-Mesoarquean (2.52 to 3.01 Ga). Positive (+3.9 to +5.2) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ petrogenetic parameters shows mantle source derivation for Siderian rocks, and negative and positive (–4.6 to +3.3) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ petrogenetic parameters shows mixture between crustal and juvenile material derivation for Neo-Mesoarquean rocks. U-Pb geochronological results in paragneisse's monazite indicates ages of 2.09 Ga and 2.10 Ga, slightly below the age of metamorphic zircons and are interpreted as high-grade metamorphism age that affected the Porto Nacional Complex in

the Palaeoproterozoic. This demonstrates the participation of granulitic metamorphism almost contemporary to the magmatic crystallization of protoliths. This chronology is similar to other high-grade metamorphic terrains in Brazil and other countries, such as West African Craton granulites (Limpopo Belt); São Francisco Craton, in Bahia, represented by Itabuna-Salvador-Curaçá Block granulitic *belt* and in Minas Gerais in the basement of Araçuaí Belt; Bacajá Domains, Amazonian Craton and Amapá Block granulitic strips; and Guiana Shield. The analysis of the geochronological data demonstrates that the formation of the magmatic protoliths and metamorphism happened close chronologically in the Ryacian.

Keywords: U-Pb-Hf Zircon Geochronology. U-Pb Monazite Geochronology. High-Grade Metamorphism. Porto Nacional Complex. Goiás Massif. Ryacian.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso à região estudada com representação do estado do Tocantins, delimitação da área de estudo e localização dos pontos de amostragem. Confeccionado a partir dos dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE 1998, 2017).	4
Figura 1.2 – Procedimentos laboratoriais para concentração de minerais pesados: A) Deslamagem e peneiramento para separação granulométrica da fração de interesse; B) Bateamento; C) Microbateamento em água; D) Microbateamento em álcool com auxílio da placa de Petri para a concentração de minerais pesados.	8
Figura 2.1 – Compartimentação tectônica da Província Tocantins e suas principais unidades geotectônicas e litoestratigráficas, destacando-se o Maciço de Goiás, o Cinturão Brasília, incluindo o Arco Magmático de Goiás, e o Cinturão Araguaia. Adaptado de Gorayeb <i>et al.</i> (2017).	12
Figura 2.2 – Compartimentação de domínios tectônicos do Maciço de Goiás no embasamento dos orógenos neoproterozoicos da Província Tocantins. Adaptado de Cordeiro & Oliveira (2017).	16
Figura 2.3 – Mapa geológico da região de Porto Nacional com indicação da área de estudo e amostragem. Adaptado de Gorayeb (1996) e Ribeiro & Alves (2017).	18
Figura 3.1 – Mapa geológico da porção centro-norte do Brasil representando a compartimentação tectônica da Província Tocantins e suas principais unidades geotectônicas e litoestratigráficas, com destaque para o Maciço de Goiás, Cinturão Brasília, incluindo o Arco Magmático de Goiás, e o Cinturão Araguaia (Gorayeb <i>et al.</i> 2017).	30
Figura 3.2 – Compartimentação de domínios tectônicos do Maciço de Goiás no embasamento dos orógenos neoproterozoicos da Província Tocantins. Adaptado de Cordeiro & Oliveira (2017).	35
Figura 3.3 – Mapa geológico da região de Porto Nacional-Palmas, com delimitação da área de estudo e indicação dos pontos de amostragem. Elaborado a partir de Gorayeb (1996) e Ribeiro & Alves (2017).	43

- Figura 3.4 – Aspectos petrográficos dos granulitos máficos do Complexo Porto Nacional: A, B, C, D) Textura granoblástica poligonal com associação de plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Condições ópticas: A, C - nicóis paralelos; B, D - nicóis cruzados.45
- Figura 3.5 – Aspectos petrográficos dos enderbitos do Complexo Porto Nacional: A, B) Textura granoblástica poligonal com associação de ortopiroxênio, plagioclásio e cristais de biotita orientados; C) Detalhe da articulação entre plagioclásio e clinopiroxênio com lamela de biotita substituindo este último; D) Detalhe de textura granoblástica representada por cristais de plagioclásio e suas relações de contato reto; E, F) Cristais de granada nas interfaces plagioclásio, ortopiroxênio e quartzo. Condições ópticas: A, E - nicóis paralelos; B, C, D, F - nicóis cruzados.46
- Figura 3.6 – Aspectos petrográficos dos sillimanita-granada gnaisses do Complexo Porto Nacional: A, B) Porfiroblastos de granada, associados à biotita, quartzo e plagioclásio; C, D) Detalhe destacando a foliação definida por biotita e associação com plagioclásio, monazita, granada; (E, F) Concentrado de cristais de sillimanita prismática longa e acicular orientadas definindo a foliação, margeando cianita. Condições ópticas: A, C, E - nicóis paralelos; B, D, F – nicóis cruzados.48
- Figura 3.7 – Aspectos petrográficos e metamórficos dos granulitos máficos (A e B), dos enderbitos (C e D) e dos sillimanita-granada gnaisses (E e F) do Complexo Porto Nacional: A, B) Detalhe da textura de reação entre ortopiroxênio e plagioclásio gerando coroas de simplectitos de granada; C, D) Textura granoblástica destacando ortopiroxênio e coroa de reação de formação de hornblenda; E, F) Cristais lamelares de biotita orientados definindo a foliação, contornando porfiroblasto de granada, e contatos retos entre cristais de quartzo. Condições ópticas: A, C, E - nicóis paralelos; B, D, F - nicóis cruzados.51
- Figura 3.8 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por CL/MEV de cristais de zircão dos enderbitos das amostras EPN/18-01 e EPN/18-02A da fração granulométrica 250-175 μm . Os círculos menores (diâmetro 25 μm , branco e azul) representam os *spots* das análises pontuais U-Pb, e os círculos maiores tracejados (diâmetro 50 μm) os *spots* das análises pontuais Lu-Hf.53

- Figura 3.9 – Diagramas concórdia U-Pb em zircão de enderbitos: A) Amostra EPN/18-01; B, C) Amostra EPN/18-02A (núcleo e borda) mostrando a idade de intercepto superior, idade em média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e diagrama concórdia, respectivamente.56
- Figura 3.10 – Imagens obtidas por *Back-Scattered Electron* – BSE/MEV de cristais de monazita dos paragneisses das amostras EPN/18-04 e EPN/18-05 da fração granulométrica 250-175 μm . Os círculos brancos (diâmetro 25 μm) representam os *spots* das análises pontuais U-Pb.57
- Figura 3.11 – Diagramas concórdia U-Pb em monazitas para sillimanita-granada gnaisses: A) Amostra EPN/18-04 com idade de intercepto superior e idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para 24 cristais e diagrama concórdia para 10 cristais de monazita; B) Amostra EPN/18-05 com idade de intercepto superior e idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para 29 cristais e diagrama concórdia para 18 cristais de monazita.59
- Figura 3.12 – Diagrama evolutivo $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus Idade (Ma) mostrando os diferentes *trends* evolutivos para cristais de zircão de enderbitos (EPN/18-02A). *Condrict Uniform Reservoir* – CHUR; *Depleted Mantle* – DM. As linhas pontilhadas representam os *trends* de evolução da crosta, calculadas usando $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,015 para a crosta continental média (Griffin *et al.* 2002).59

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Paragêneses minerais metamórficas das rochas da região de Porto Nacional-Paraíso do Tocantins, compiladas de Gorayeb (1996). Abreviaturas de acordo com Fettes e Desmons (2008).	49
Tabela 3.2 – Dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS para enderbite (amostra EPN/18-01).	54
Tabela 3.3 – Dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por LA-ICP-MS para enderbite (amostra EPN/18-02A).	55
Tabela 3.4 – Dados isotópicos U-Pb em monazite obtidos por LA-ICP-MS para paragnaisses (amostras EPN/18-04 e EPN/18-05).	58
Tabela 3.5 – Dados isotópicos Lu-Hf em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS para o enderbite da amostra EPN/18-02A.	60

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	1
1.2 OBJETIVOS	5
1.3 METODOLOGIA E DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	5
1.4 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	8
1.4.1 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	8
1.4.2 Método geocronológico U-Pb em zircão e monazita por LA-ICP-MS	9
1.4.3 Método Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS	10
CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS	11
2.2 O EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA SETENTRIONAL	13
2.3 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS	14
2.4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL	16
2.4.1 Complexo Porto Nacional	19
2.4.2 Formação Morro do Aquiles	21
2.4.3 Complexo Rio dos Mangues	21
2.4.4 Formação Monte do Carmo	22
2.4.5 Suíte Granítica Ipueiras	22
2.4.6 Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida	23
2.4.7 Grupo Natividade	23
2.4.8 Suíte Granítica Lajeado	24
2.4.9 Formações da Bacia do Parnaíba	25

CAPÍTULO 3 GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf EM ZIRCÃO E U-Pb EM MONAZITA DAS ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DO COMPLEXO PORTO NACIONAL, NORTE DO MACIÇO DE GOIÁS	26
3.1 INTRODUÇÃO	29
3.2 METODOLOGIA E DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	31
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	34
3.4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL	38
3.5 PETROGRAFIA	44
3.5.1 Granulitos Máficos	44
3.5.2 Enderbitos	45
3.5.3 Paragneisses Aluminosos	47
3.6 ASPECTOS PETROLÓGICOS E METAMORFISMO	48
3.7 GEOCRONOLOGIA U-Pb e Lu-Hf	52
3.7.1 Geocronologia U-Pb em zircão dos enderbitos	52
3.7.2 Geocronologia U-Pb em monazita de paragneisse	56
3.7.3 Isótopos Lu-Hf em zircão de enderbitos	59
3.8 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS	60
3.9 CONCLUSÕES	62
CAPÍTULO 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	71
REFERÊNCIAS	74
APÊNDICE A – Tabela com sigla de amostras catalogadas, suas respectivas coordenadas e classificação da rocha.	83

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O presente trabalho está vinculado ao desenvolvimento de uma dissertação de mestrado no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (PPGG/IG/UFPa) e inserido nas diretrizes do “Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal” (GPEC - CNPq/UFPa). A pesquisa foi suportada financeiramente pelo projeto “Petrologia, geocronologia e tectônica das rochas magmáticas do Cinturão Araguaia” (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq - Edital Universal) (Processo N° 427225/2016-7).

A região de Porto Nacional, situada no centro-sul do estado do Tocantins (Fig. 1.1), é conhecida geologicamente pela diversidade de unidades litoestratigráficas de naturezas distintas e idades do Paleoproterozoico ao Paleozoico (Gorayeb 1996).

A área de estudo está inserida na Folha Porto Nacional (SC.22-Z-B), delimitada pelas coordenadas 48°00' e 48°50'W e 10°00' e 11°00'S, tendo como cidades de referência Palmas, Porto Nacional, Monte do Carmo e Brejinho de Nazaré localizada no centro do estado do Tocantins (Fig. 1.1). Outra referência é o Rio Tocantins que se transformou num extenso e comprido lago da Barragem da Hidrelétrica de Lajeado. O acesso à área deu-se por via terrestre por meio da rodovia BR-010 (Belém-Brasília), partindo-se de Belém até Paraíso do Tocantins, seguindo-se pela rodovia TO-080 até Palmas e a seguir pela TO-010 até a cidade de Porto Nacional (TO) que foi utilizada como base para os trabalhos de campo.

Gorayeb (1996) em sua tese de doutorado, realizou um amplo estudo nessa região envolvendo mapeamento geológico na escala 1:250.000, ordenação litoestratigráfica, estudos geocronológicos, petrológicos e tectônicos. Assim, a área é caracterizada geologicamente por uma diversidade de unidades do Paleoproterozoico ao Paleozoico, incluindo orto- e paragneisses, granulitos, sucessões vulcanossedimentares, plútons gabro-anortosíticos e granitoides de diferentes idades e contextos geotectônicos (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000).

A mais importante unidade diz respeito ao Complexo Porto Nacional (CPN) situado no centro-norte da Província Tocantins, fazendo parte do Maciço de Goiás (ou Bloco Goiás), que constitui um segmento infracrustal embutido tectonicamente em terrenos gnáissicos, balizado pelo Lineamento Transbrasiliano (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2017). O CPN é caracterizado como um terreno de alto grau metamórfico constituído por ortogranulitos ultramáficos, máficos e félsicos; paragneisses ricos em granada e sillimanita mais ou menos migmatizados (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000).

Os dados geocronológicos existentes sobre as rochas de alto grau metamórfico ainda são limitados em termos quantitativos e metodológicos. Os estudos realizados por Gorayeb (1996) e Gorayeb & Lafon (1996) utilizaram os métodos Rb-Sr em rocha total e evaporação de Pb em zircão (Gorayeb *et al.* 2000), que apontaram idades do Paleoproterozoico para as rochas metamórficas de alto grau, situando-se entre 2,17 Ga e 2,07 Ga, e interpretaram os valores mais antigos como relacionadas à formação dos protólitos dos ortogranulitos, e as mais jovens ao metamorfismo regional.

Os estudos isotópicos Sm-Nd realizados em ortogranulitos e paragneisses, com base em dados de diluição isotópica, apontam idades-modelo Nd- T_{DM} no limite Neoarqueano-Paleoproterozoico (2,40 Ga e 2,55 Ga) com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de -1,56 e +0,97. Estas análises isotópicas Sm-Nd foram interpretadas como idades de mistura de fontes com contribuição mantélica e crustal (Gorayeb & Moura 2002).

No que se refere à idade do metamorfismo de alto grau, a questão ainda está aberta, pois outros trabalhos desenvolvidos a oeste e leste da área tem apontado metamorfismo regional do Neoproterozoico relacionado à evolução do Cinturão Araguaia ou ao Arco Magmático de Goiás. Por outro lado, estudos mais recentes realizados por Gorayeb *et al.* (2017) por meio do método U-Pb SHRIMP em zircão na Faixa Granulítica Porangatu-Talismã, mais a sul, e que foi considerada correlata aos granulitos de Porto Nacional, indicaram idade do metamorfismo de alto grau em 580 Ma sobre protólitos ígneos do Paleoproterozoico de 2,1 Ga.

Considerando as limitações dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb em zircão, em especial para rochas de alto grau metamórfico de terrenos que passaram por múltiplos processos tectono-metamórficos, como é o caso da região, em que as rochas do Maciço de Goiás foram fortemente retrabalhadas no Neoproterozoico, permanecem dúvidas a respeito do significado dos dados geocronológicos desse terreno metamórfico.

Assim, a proposição desta pesquisa, no nível de mestrado, foi direcionada para a realização de datações geocronológicas das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Porto Nacional, utilizando os métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão de ortogranulitos para obter idades de cristalização dos protólitos ígneos e suas fontes. Além disso, no caso dos paragneisses associados foram realizadas datações U-Pb em monazita com a finalidade de se obter a idade do metamorfismo e contextualizar esses novos dados na evolução desse terreno de alto grau, e fazer correlações com outros terrenos granulíticos do País. Entende-se a fundamental importância de uma abordagem geocronológica mais acurada para avançar na definição das idades de formação dos protólitos das rochas de alto grau metamórfico e do metamorfismo e, conseqüentemente, no entendimento evolutivo do Complexo Porto Nacional.

Esta dissertação de mestrado está estruturada em quatro capítulos. O Capítulo 1, introdutório, apresenta informações sobre a localização e acesso à área de estudo, bem como uma contextualização geral dos estudos geológicos e geocronológicos já realizados no Complexo Porto Nacional e sobre a proposição da presente pesquisa. Neste capítulo também estão incluídos os objetivos desta dissertação, metodologias aplicadas no desenvolvimento do trabalho e procedimentos analíticos realizados.

O Capítulo 2 traz um apanhado sobre a geologia mais abrangente e o conhecimento mais atual da Província Tocantins, em suas diversificadas unidades, bem como o seu embasamento (Maciço de Goiás), com ênfase nas unidades relacionadas aos terrenos de alto grau metamórfico, de maior interesse a este trabalho.

O Capítulo 3 está estruturado na forma de um artigo científico, a ser submetido a um periódico indexado e qualificado pela CAPES.

O Capítulo 4 foi direcionado a integração e discussão dos dados, interpretações e as considerações finais do trabalho.

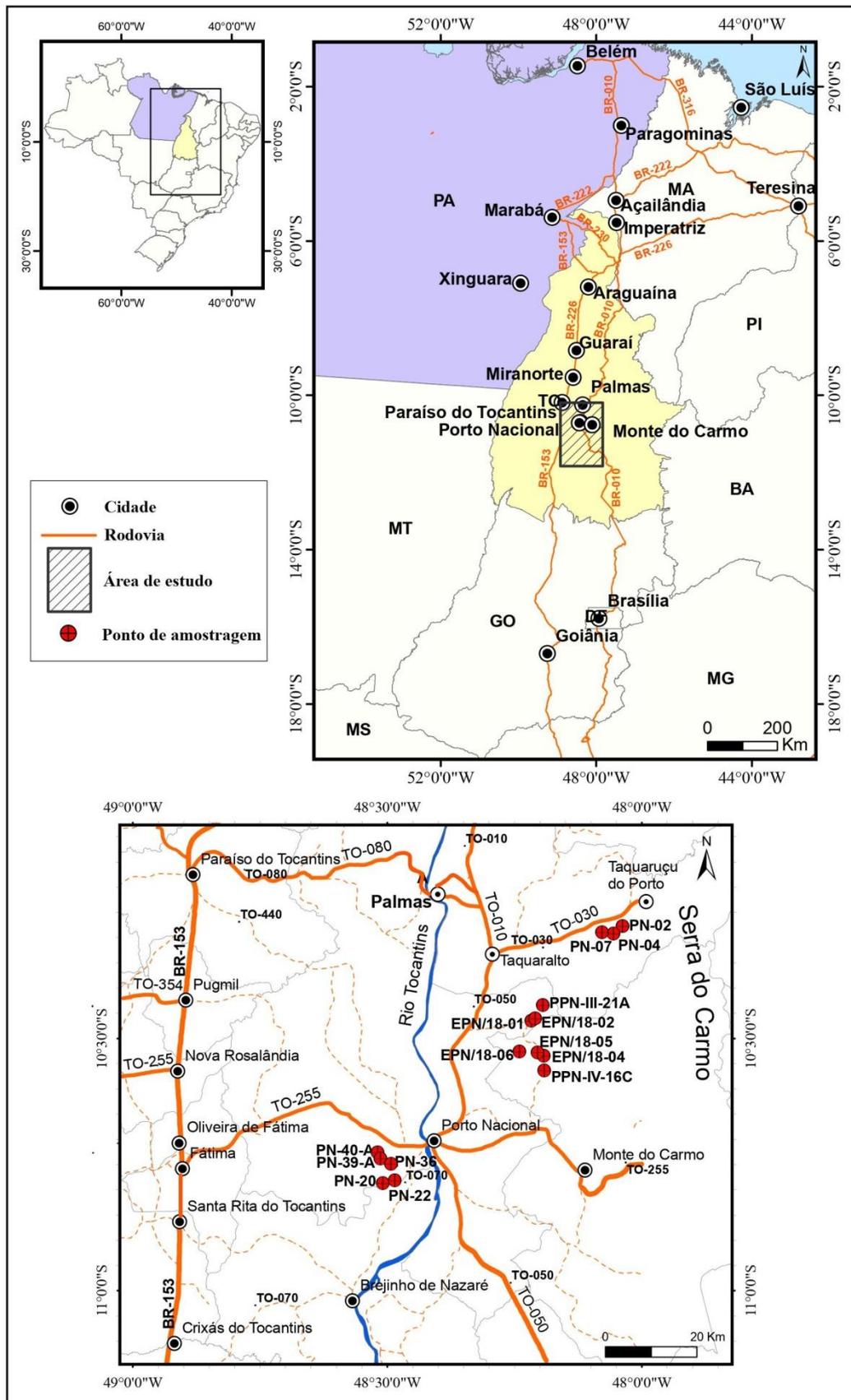


Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso à região estudada com representação do estado do Tocantins, delimitação da área de estudo e localização dos pontos de amostragem. Confeccionado a partir dos dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE 1998, 2017).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste estudo está voltado à definição da idade das rochas do Complexo Porto Nacional (CPN), a partir da utilização de métodos geocronológicos mais precisos e robustos em rochas granulíticas ortoderivadas e paraderivadas, para discriminar as idades dos protólitos ígneos bem como do metamorfismo que afetou o CPN, contribuindo para um refinamento de idades disponíveis na literatura. De posse desses dados, buscarão-se correlações com outros terrenos granulíticos do Brasil e, conseqüentemente, discutir e interpretar a evolução geológica desse terreno de alto grau no contexto da Província Tocantins.

Além disso, os objetivos específicos são os seguintes:

- a) Determinar as idades U-Pb-Hf em zircão dos granulito ortoderivados;
- b) Determinar as idades U-Pb em monazita dos paragnaisses.

1.3 METODOLOGIA E DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

As etapas iniciais durante o desenvolvimento desta dissertação consistiram da pesquisa bibliográfica dos trabalhos mais importantes relacionadas à geologia da região de Porto Nacional e arredores, incluindo relatórios de projetos, teses, dissertações, artigos científicos e bases cartográficas. A reunião destes documentos serviu de base para a elaboração de uma síntese incluída nesta dissertação. Outra abordagem envolveu o fortalecimento da base teórica de conhecimentos envolvendo a leitura de livros para aprofundamento de questões conceituais sobre o metamorfismo de alto grau e de procedimentos para análises petrográfica, geocronológica e isotópica.

Trabalhos cartográficos voltados para a elaboração de mapa-base visando os levantamentos de campo foram realizados utilizando-se bases cartográficas na escala 1:250.000 disponíveis no Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE 1998, 2017) para a identificação de toponímias relacionadas a vias de acesso, hidrografia e sedes municipais. Além disso, mapas geológicos na escala 1:100.000 do Projeto Porto Nacional (Costa *et al.* 1982) e em 1:250.000 de Gorayeb (1996), bem como *shapes* de vetores litológicos e estruturais, obtidos no sistema de dados geocientíficos da Companhia de Pesquisa de Recursos Naturais (GeoSGB-CPRM) (CPRM 2016), das folhas Miracema (SC.22-X-D) e Porto Nacional (SC.22-Z-B) (Ribeiro & Alves 2017), contribuíram para a compilação de dados e elaboração dos mapas de localização e geológico deste trabalho.

Os trabalhos de campo foram realizados no período de 3 a 8 de novembro de 2018, e envolveu levantamentos geológicos em rodovias vicinais para fazendas, com a coleta de dados geológicos, incluindo o levantamento de dados estruturais, identificação dos litotipos e coleta de amostras para estudos petrográficos e geocronológicos. Todos os pontos de afloramento foram devidamente identificados e posicionados geograficamente com auxílio de GPS. A amostragem para fins de estudos isotópicos e geocronológicos visou a coleta de amostras representativas dos diferentes litotipos conhecidos (granulitos máficos, enderbitos e sillimanita-granada gnaisses, e porções de neossomas), livres de intemperismo, em quantidade em torno de 30-40 kg por amostra.

Como no acervo do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) já existe grande quantidade de amostras das rochas de alto grau de interesse, e lâminas petrográficas correspondentes, os estudos petrográficos foram realizados também com essa amostragem. A análise por microscopia óptica foi realizada em microscópio óptico do Laboratório de Petrografia (LAPETRO) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) e permitiu melhor identificação e caracterização de minerais e suas associações mineralógicas, bem como aspectos texturais/microestruturais. As descrições dos litotipos foram baseadas nos procedimentos indicados em Hibbard (1995), Yardley (2004) e Passchier & Trouw (2005), Fettes & Desmons (2008) e Winter (2010). Os procedimentos laboratoriais estabelecidos para a preparação de amostras, que precederam as análises isotópicas U-Pb-Hf em zircão de granulitos e U-Pb em monazita de paragnais por LA-ICP-MS, foram realizados no Laboratório de Preparação Física de Amostras da Superintendência da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) de Belém.

Após fragmentação de amostras em britador de mandíbula e trituração em moinho de disco, as seguintes etapas e procedimentos foram adotados, conforme visualizado na Fig. 1.2:

- a) Deslamagem - Consistiu na retirada de material fino da fração argila, em suspensão (Fig. 1.2A);
- b) Peneiramento - Realizado em peneiras de três tamanhos da malha, por via úmida com água corrente, para classificação de amostras em malhas de 250 μm , 175 μm e 125 μm (Fig. 1.2A). As frações intermediárias de 250-175 μm e 175-125 μm são consideradas ideais para o processo seguinte de bateamento, enquanto as frações >250 μm e <125 μm foram reservadas e armazenadas para outros fins;
- c) Bateamento - Nesta etapa, utilizou-se a bateia em tanque de água, com a técnica de movimentos circulares (Fig. 1.2B), em que os minerais pesados ficam retidos no fundo e os leves excluídos para fora da bateia;

- d) Microbateamento com água - Nesta etapa, os minerais pesados que foram concentrados durante o primeiro bateamento foram bateados em microbateias de porcelana (Fig. 1.2C), visando maior eficácia na concentração dos pesados. Posteriormente, o material “leve” restante foi microbateado durante uma segunda (e terceira) vez como segurança, para recuperar algum material pesado que porventura tenha sido levado pela água durante o microbateamento;
- e) Secagem - Os produtos do microbateamento após secagem foram colocados em placa de Petri e adicionados à solução de álcool etílico (96%). O excedente de álcool, assim como as micas que tendem a flutuar nesta solução, foram descartados e a amostra colocada em estufa a 100°C;
- f) Separação de minerais magnéticos - Após a secagem do concentrado de minerais pesados, o produto de cada amostra foi colocado em folha de papel A3 para a separação cuidadosa de minerais magnéticos utilizando imã de mão envolvido em papel manteiga. Destaca-se que, no caso dos paragnaisses, para uma separação adicional de máficos, utilizou-se o separador eletromagnético *Isodynamic Frantz* para concentração de cristais de monazita. O separador eletromagnético foi ajustado a um ângulo de 20° de inclinação longitudinal, 10° de inclinação lateral e amperagem entre 0,5 e 1 A;
- g) Microbateamento com álcool - Após a retirada de minerais magnéticos, realizou-se a etapa de microbateamento em álcool (Fig. 1.2D) para a retirada de alguns minerais mais leves, como o quartzo, que ainda permanecem no concentrado de pesados. Este microbateamento foi realizado em placa de Petri com pequenos movimentos vai-vem que permitem a distinção entre porções de grãos mais escuros e, mais próximos no centro da placa, grãos mais claros. O concentrado de minerais foi secado em Placa de Petri e os cristais de zircão e de monazita foram selecionados e separados com auxílio de lupa binocular e posicionados sobre adesivo dupla face para montagem em resina epóxi.



Figura 1.2 – Procedimentos laboratoriais para concentração de minerais pesados: A) Deslamagem e peneiramento para separação granulométrica da fração de interesse; B) Bateamento; C) Microbateamento em água; D) Microbateamento em álcool com auxílio da placa de Petri para a concentração de minerais pesados.

1.4 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

A seleção de cristais de zircão de duas amostras de granulitos e de monazita de duas amostras de paragneisses teve como critério a escolha dos cristais mais límpidos (homogêneos, sem inclusões ou fraturas, com zoneamento oscilatório bem definido) para o arranjo destes sobre adesivo dupla face e confecção de *mounts* cilíndricos preparados com resina epóxi. Posteriormente, cada *mount* foi submetido à etapa de abrasão realizada na Oficina de Laminação (OLA) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFGPA), para expor a porção interna dos cristais, seguindo-se com o polimento com pasta diamantada e realização dos procedimentos analíticos descritos nos subtópicos seguir.

1.4.1 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

De posse dos *mounts* preparados, os cristais de zircão e monazita foram imageados em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) – modelo LS15 da ZEISS, do Laboratório de

Microscopia Eletrônica da CPRM-Belém para a observação detalhada dos domínios internos de cada cristal. As imagens de zircão foram obtidas por catodoluminescência (CL) acoplada ao MEV, enquanto que as imagens de monazita foram obtidas por elétrons retroespalhados (*Back-Scattered Electron* – BSE).

1.4.2 Método geocronológico U-Pb em zircão e monazita por LA-ICP-MS

As análises pontuais U-Pb em zircão/monazita foram realizadas por espectrometria de massa em um multicoletor Neptune Thermo Finnigan com plasma indutivamente acoplado a um laser Nd:YAG 213, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC, conectado a uma microsonda de ablação a laser (LA-MC-ICP-MS) do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso/UFGPA). O transporte do material da ablação a laser para o ICP-MS deu-se por meio do fluxo do gás He, entre 450-500 mL/min., em condições de frequência de 10 Hz, potência de 50 a 60%, com densidade de energia de 5-6 J/cm², para produzir furos com 25 μm de diâmetro em, aproximadamente, 40 segundos. O valor limite dos sinais analíticos de ²⁰⁷Pb são próximos a 312.500 cps.

O fracionamento elementar e a discriminação instrumental de massa foram corrigidos a partir de razões isotópicas homogêneas (²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U e ²⁰⁷Pb/²⁰⁶U) comparadas entre o zircão padrão GJ-1 (608 ± 0,4 Ma, Jackson *et al.* 2004) e valores de referência da literatura, que permitiram um cálculo de um fator de conversão aplicado sobre os valores obtidos para as amostras utilizadas neste estudo, corrigidos pela média dos *backgrounds* e para interferência da razão ²⁰²Hg/²⁰⁴Hg = 4,355 (Chemale Jr. *et al.* 2012). O Zircão Pleosovice (337 ± 0,4 Ma, Sláma *et al.* 2008) foi utilizado como material de referência para teste de confiabilidade do método. Para análises U-Pb em monazita os padrões utilizados foram Monazita Bananeira (507,7 ± 1,3 Ma, Gonçalves *et al.* 2016) e Monazita Diamantina (495,26 ± 0,54 Ma, Gonçalves *et al.* 2017). A leitura das análises foi feita na sequência: *background* 01, padrões de zircão/monazita 01, zircão/monazita das amostras (enderbitos ou sillimanita-granada gnaisses) + padrão de referência, *background* 02, padrões zircão/monazita 02.

Para a correção do Pb comum utilizou-se o modelo de evolução do Pb terrestre de Stacey & Kramers (1975), e as razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁶Pb/²³⁸U foram corrigidas para f_{206} e f_{207} . Os valores médios obtidos para ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb < 2500 foram excluídos dos cálculos de idades para minimizar incertezas da correção do Pb comum, eliminando-se do cálculo de idades análises com $f_{206(t=1Ga)} > 0,0068$, $f_{206(2Ga)} > 0,0061$ ou $f_{206(3Ga)} > 0,0052$.

Os dados foram tratados em macro em *Software Microsoft Office Excel* e, em seguida, foram selecionados os valores corrigidos das razões isotópicas, com erros percentuais a um sigma de desvio padrão, a serem plotadas no diagrama concórdia. As idades foram calculadas com auxílio do *Software ISOPLLOT* (Ludwig 2003). O procedimento experimental das análises de zircão por LA-MC-ICP-MS está descrito em detalhe em Milhomem Neto *et al.* (2017a) e Milhomem Neto & Lafon (2019).

1.4.3 Método Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS

As análises isotópicas Lu-Hf em zircão foram realizadas após as análises e processamento dos dados U-Pb em cristais concordantes e no mesmo equipamento, no Laboratório Pará-Iso. A ablação para as análises U-Pb-Hf foram realizadas no mesmo domínio do cristal analisado anteriormente, selecionados aqueles que representam as idades dos protólitos, eliminando-se os zircões discordantes e herdados.

O transporte do material da ablação também se deu por meio do fluxo do gás He, entre 450-500 mL/min., frequência de 10 Hz, potência de 50%, com densidade de energia de 4-5 J/cm², para produzir furos com 50 µm de diâmetro em, aproximadamente, 60 segundos. Essa configuração permitiu um sinal de 1 a 3 volts para ¹⁷⁸Hf, sendo que durante a análise, foram intercalados os zircões da amostra com os zircões padrão (GJ-1) e Mud Tank (732 ± 1 Ma, Horstwood *et al.* 2016), cuja razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf é conhecida.

As razões isotópicas medidas foram ¹⁷³Yb/¹⁷¹Yb, ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf, ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁵Lu/¹⁷⁷Hf. As correções do fracionamento isotópico para razões de Yb e de Hf e Lu foram normalizadas, respectivamente, assumindo-se um valor de 1,12346 para ¹⁷³Yb/Yb¹⁷¹ (Thirlwall & Anczkiewicz 2004) e de 0,7325 para ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf (Patchett & Tatsumoto 1980).

Os dados foram tratados em macro em *Software Microsoft Office Excel* para o cálculo dos valores corrigidos de ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf, utilizando-se a constante de decaimento $\lambda_{176\text{Lu}} = 1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Söderlund *et al.* 2004). O procedimento experimental das análises de zircão por LA-MC-ICP-MS está descrito em detalhe em Milhomem Neto *et al.* (2017b) e Milhomem Neto & Lafon (2019).

CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins, definida por Almeida *et al.* (1981), está situada na porção central do Brasil cuja formação está relacionada ao Ciclo Brasileiro/Pan-Africano durante a amalgamação do supercontinente Gondwana no Neoproterozoico (Hasui 2012). Este processo resultou da convergência entre os crátons Amazônico, a oeste, São Francisco-Congo, a leste, e Paranapanema, a sul (Almeida *et al.* 1981, Gorayeb *et al.* 2017, Hasui 2012).

A Província Tocantins é constituída por três importantes cinturões orogênicos neoproterozoicos, situados às margens dos crátons Amazônico e São Francisco, e nomeados Araguaia, Brasília, abrangendo o Arco Magmático de Goiás (AMG), e Paraguai. Entre esses cinturões e o AMG, estão presentes unidades do embasamento com núcleos crustais arqueanos e paleoproterozoicos, a exemplo do Maciço de Goiás, que representa um bloco retrabalhado no Neoproterozoico e inclui, em sua porção mais setentrional, o Terreno Granulítico de Porto Nacional (Fig. 2.1) (Cordeiro & Oliveira 2017, Gorayeb *et al.* 2017, Hasui 2012, Pimentel & Fuck 1994, Pimentel *et al.* 2004).

O Cinturão Paraguai (CP) é um orógeno convexo jovem, com evolução durante a tectônica do Brasileiro (Pimentel *et al.* 1996), de aproximadamente 1000 km de comprimento, localizado ao sul do Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000). Ele é constituído por uma plataforma sedimentar, dobrada e metamorfizada em baixo grau em torno de 550 e 500 Ma, seguida por magmatismo granítico pós-orogênico de 500 Ma (Alvarenga *et al.* 2000).

O Cinturão Araguaia (CA), remanescente da tectônica do Brasileiro, está limitado a sudeste pelo Maciço de Goiás (Almeida *et al.* 1976) e tem cerca de 1200 km de comprimento e 100 km de largura (Alvarenga *et al.* 2000). Ele apresenta uma variedade de rochas sedimentares pelíticas, psamíticas e carbonáticas metamorfizadas, com aumento progressivo do grau metamórfico de oeste para leste do cinturão, partindo do anquimetamorfismo até a fácies anfíbolito médio. Além disso, são registrados corpos máficos e ultramáficos, com destaque às suítes ofiolíticas, sucessões de basaltos, suítes alcalinas, gabroicas e graníticas; além de enxame de diques de diabásio (Alvarenga *et al.* 2000, Barros & Gorayeb 2019, Cruz & Gorayeb 2020, Gorayeb *et al.* 2008). Ao leste as rochas do CA estão sotopostas às rochas paleozoicas da Bacia do Parnaíba e, a oeste, estão assentadas sobre o Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000, Barros & Gorayeb 2019).

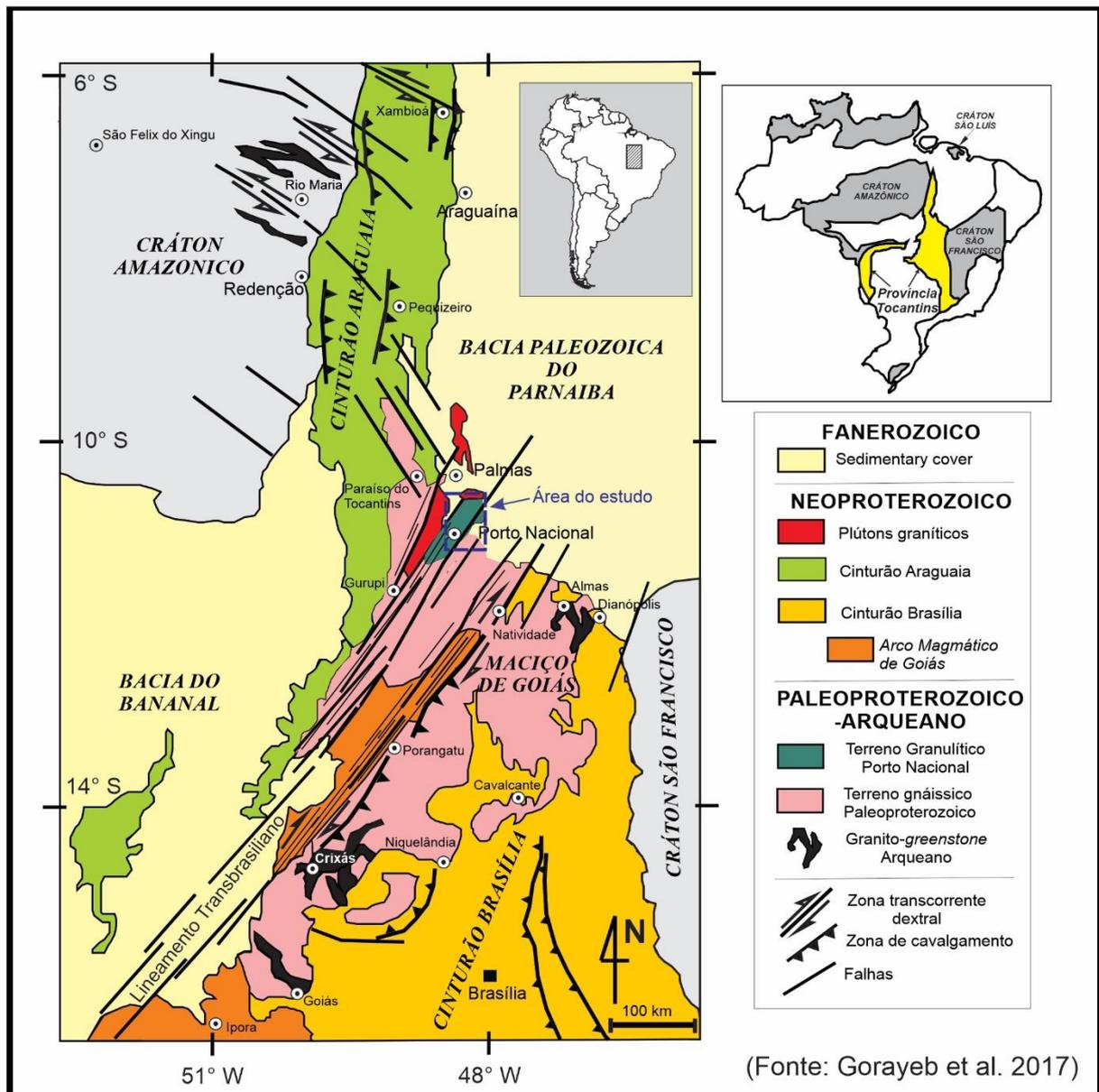


Figura 2.1 – Compartimentação tectônica da Província Tocantins e suas principais unidades geotectônicas e litoestratigráficas, destacando-se o Maciço de Goiás, o Cinturão Brasília, incluindo o Arco Magmático de Goiás, e o Cinturão Araguaia. Adaptado de Gorayeb *et al.* (2017).

O Cinturão Brasília constitui o orógeno edificado no evento Brasileiro mais preservado da América do Sul com uma extensão de 1200 km de comprimento na direção N-S e 300 km de largura (Fuck *et al.* 1994, Pimentel 2016). Ele está subdividido em duas porções, uma a norte (Setentrional) e outra a sul (Meridional), resultantes da colisão, respectivamente, entre os crátons Amazônico e São Francisco e Paranapanema e São Francisco (Uhlein *et al.* 2012). A compartimentação do Cinturão Brasília deu-se de leste para oeste, definida por Zona Interna e Zona Externa.

A Zona Interna é representada por granulitos e ortognaisses dos complexos Anápolis-Itaçu e Uruçu, por sequências ofiolíticas e pelos grupos Araxá e Serra da Mesa (Ferreira Filho *et al.* 1992, Pimentel *et al.* 2000, Pimentel *et al.* 2004).

A Zona Externa é constituída por terrenos *greenstone belts* e ortognaisses do Arqueano-Paleoproterozoico; rochas metassedimentares dos grupos Natividade, Araí, Paranoá e Canastra; e pelo Grupo Bambuí, que inclui coberturas do Cráton São Francisco (Dardenne 2000, Fuck *et al.* 2014, Pimentel *et al.* 2004).

2.2 O EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA SETENTRIONAL

No extremo nordeste da Província Tocantins a região é compartimentada em segmentos crustais do Paleoproterozoico, delimitados por grandes superfícies de cavalgamentos que constituem o embasamento dos cinturões neoproterozoicos, definidos de sudoeste para nordeste nos domínios Campinorte; Cavalcante-Arraias e Almas-Conceição do Tocantins (Fuck *et al.* 2014) que fazem parte do Maciço de Goiás. Na porção mais a noroeste, outro segmento constituído por terrenos gnáissicos e granulíticos do Paleoproterozoico, pode-se definir como Domínio Porto Nacional (DPN), que é balizado pelo Cinturão Araguaia (Fig. 2.2), tendo como principais unidades os complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues.

O Complexo Porto Nacional está situado no extremo norte do Maciço de Goiás (MG), um bloco crustral do Paleoproterozoico, tendo ao seu lado terrenos gnáissicos, como o Complexo Rio dos Mangues, dispostos em meio aos três importantes cinturões neoproterozoicos que constituem a Província Tocantins. Esta unidade e o Complexo Rio dos Mangues são delimitados, a oeste, pelo Cinturão Araguaia e noroeste do Cinturão Brasília (Alvarenga *et al.* 2000, Fuck *et al.* 1994, Gorayeb *et al.* 2008, Gorayeb *et al.* 2017, Pimentel & Fuck 1994).

O termo Maciço de Goiás foi definido por Almeida (1984) como um núcleo cristalino antigo que foi retrabalhado durante a evolução dos orógenos no Ciclo Brasileiro e foi utilizado como referência a todo terreno cristalino do Brasil Central (Marini *et al.* 1984). Posteriormente, foi reconhecido como o embasamento síalico da porção norte do Cinturão Brasília (Pimentel & Fuck 1992), bem como da porção sudeste do Cinturão Araguaia (Costa *et al.* 1988, Gorayeb *et al.* 2000).

Pimentel *et al.* (1996) utilizaram a denominação Maciço de Goiás para se referir a um terreno pré-colisional e mantiveram a descrição anterior, subtraindo-se o Arco Magmático de Goiás, que representa um arco juvenil neoproterozoico formado por sequências vulcanossedimentares e ortognaisses (Fuck *et al.* 1994, Fuck *et al.* 2014, Pimentel *et al.* 2000, Pimentel *et al.* 2004).

A interpretação mais atual é de que o Maciço de Goiás (MG) representa uma colagem de terrenos Arqueano-Paleoproterozoicos que afloram no Cinturão Brasília Norte e atuaram como a margem continental sobre a qual ocorreram eventos orogênicos no Neoproterozoico (Evento

Brasiliiano). A maioria dos cinturões do MG formou-se entre 2,2 a 2,0 Ga, com similares cronológicos no Cráton São Francisco-Congo, em áreas pericratônicas e outros terrenos associados à formação do Supercontinente Atlântica (Cordeiro & Oliveira 2017).

2.3 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

O Maciço de Goiás foi compartimentado por Fuck *et al.* (2014) em quatro domínios estruturais, de sudoeste para nordeste: Crixás-Goiás (DCG) do Arqueano; e os domínios Campinorte (DC), Cavalcante-Araias (DCA) e Almas-Conceição do Tocantins (DACT) do Paleoproterozoico (2,38 - 2,0 Ga (Cordeiro & Oliveira 2017, Fuck *et al.* 2014) (Fig. 2.2). Ao norte-noroeste pode ser incluído outro domínio, também do Paleoproterozoico (2,14 - 2,0 Ga), denominado Domínio Porto Nacional (DPN).

O Domínio Crixás-Goiás (DCG), de idade Arqueano-Paleoproterozoico é representado por terrenos tonalíticos, trondjemíticos, graníticos e *greenstone belts*, está balizado a norte pelo Arco Magmático de Goiás através da falha inversa Rio dos Bois e a oeste pelo Cinturão Araguaia e pelo Lineamento Transbrasiliiano (Cordeiro & Oliveira 2017).

O Domínio Campinorte (DC) está limitado pelas falhas inversas Rio dos Bois, a oeste, e Rio Maranhão, a leste. Ele constitui um terreno com poucas exposições, sobretudo no que concernem as rochas paleoproterozoicas da Suíte Pau de Mel (metatonalitos e granulitos) e rochas metavulcanossedimentares da Sequência Campinorte; estando estas recobertas pelo Grupo Serra da Mesa do Meso-Neoproterozoico (Cordeiro 2014, Cordeiro & Oliveira 2017, Fuck *et al.* 1994, Giustina *et al.* 2009).

As datações U-Pb em zircão realizadas em paragrulitos e ortogrulitos máficos da Suíte Pau de Mel mostrou idade entre 2,14 Ga e 2,09 Ga, com pico metamórfico em 2,08 Ga (Cordeiro *et al.* 2014). Ainda neste estudo, um granodiorito da Suíte Pau de Mel, datado pelo mesmo método, apresentou idade de cristalização similar à idade mínima do pico metamórfico.

A Sequência Campinorte apontou idade deposicional máxima em torno de 2,2 Ga por meio do método U-Pb em zircão. Além disso, também foram obtidas idades de cristalização de granitoides do Riachão, entre 2,18 Ga e 2,16 Ga (Giustina *et al.* 2009).

O Domínio Cavalcante-Araias (DCA) está limitado a norte pelo DACT e pelo DC pela Falha inversa Rio Maranhão, sendo constituído por metagranitos da Suíte Aurumina do paleoproterozoico, que intrudem granitoides da Formação Ticunzal, e rochas metavulcanossedimentares do neo-mesoproterozoico dos grupos Araí e Natividade (Cordeiro & Oliveira 2017, Gorayeb *et al.* 1984, Gorayeb *et al.* 1988).

As primeiras datações no DCA foram realizadas por Pimentel *et al.* (1991), por meio do método U-Pb em zircão de rochas metavulcanossedimentares do Grupo Araí, que forneceram idades de 1,77 Ga. Botelho *et al.* (2006) realizaram datações U-Pb na Suíte Aurumina e determinaram idades entre 2,17 Ga a 2,12 Ga para metagranitos da Suíte Aurumina. Na mesma suíte, Fuck *et al.* (2014), por meio de datações U-Pb em zircão, estabeleceu a distinção de um evento caracterizado pela cristalização do protólito ígneo, com idade de 2,18 Ga e 2,14 Ga, e um segundo evento intrusivo marcado por granitos menos deformados da mesma suíte, com idade de 2,04 Ga.

O DACT reconhecido em outros trabalhos como terreno granito-*greenstone belt* Tocantins (Kuyumjian *et al.* 2012) e terreno granito-*greenstone* Almas-Dianópolis (Costa 1985, Gorayeb *et al.* 1984, Kuyumjian *et al.* 2012) é constituído por terrenos tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) do paleoproterozoico e *greenstone belts*, com ocorrência de granitos das suítes Ribeirão das Areias, Conceição do Tocantins, Príncipe e Xobó (Costa 1985, Gorayeb *et al.* 1984, Kuyumjian *et al.* 2012).

Cruz (2001), em sua tese de doutorado, realizou datações U-Pb SHRIMP em zircão de rochas da Suíte Ribeirão das Areias, que apontaram idades entre 2,45 Ga e 2,2 Ga. Fuck *et al.* (2014) obtiveram idades U-Pb em zircão de 2,38 Ga e 2,34 Ga para rochas desta suíte, e 2,18 Ga para granitoides da Suíte Conceição do Tocantins. Sousa *et al.* (2016) apontaram idades similares para as suítes Conceição do Tocantins (entre 2,3 Ga e 2,16 Ga), Príncipe (2,17 Ga) e Xobó (2,12 Ga).

O Domínio Porto Nacional (DPN) está ladeado pelo Cinturão Araguaia, a oeste, confrontando-se, a leste com o DCA, sendo afetado pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional (Lineamento Transbrasiliano) (Gorayeb *et al.* 2017). Ele reúne terrenos de alto grau metamórfico (Complexo Porto Nacional) tectonicamente imbricados com terrenos de médio-alto grau (Formação Morro do Aquiles, suítes gabro-anortosíticas) e terrenos gnáissicos (Complexo Rio dos Mangues), todos de idade Riacciana (2,15 – 2,05 Ga) (Arcanjo *et al.* 2013, Gorayeb *et al.* 2000). Além disso, o quadro completa-se com plútons graníticos do Paleoproterozoico (2,08 Ga, Suíte Granítica Ipueiras).

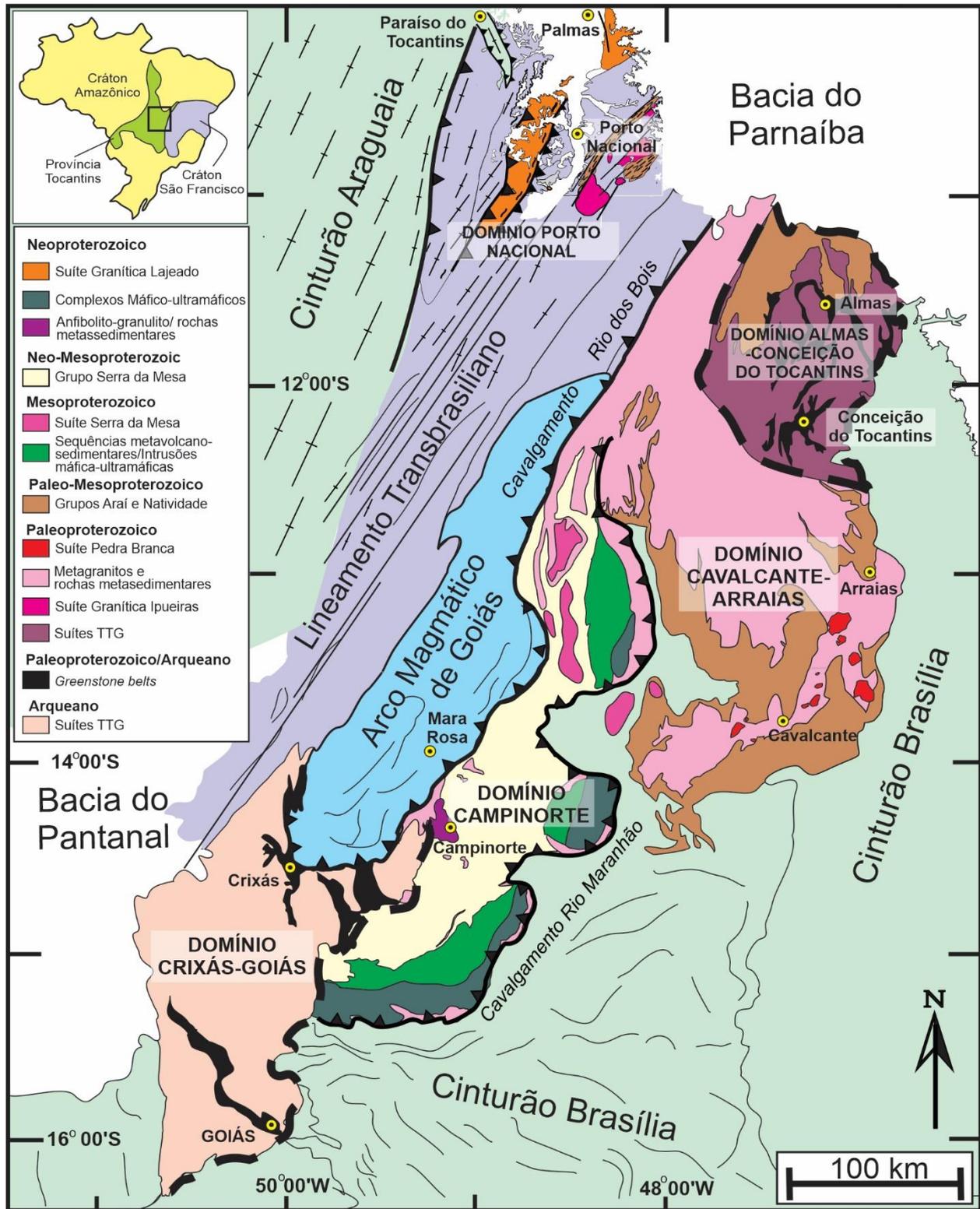


Figura 2.2 – Compartimentação de domínios tectônicos do Maciço de Goiás no embasamento dos orógenos neoproterozoicos da Província Tocantins. Adaptado de Cordeiro & Oliveira (2017).

2.4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL

A área de estudo está inserida no Domínio Porto Nacional-Paraíso do Tocantins (DPNP), cuja região apresenta grande diversidade de unidades litoestratigráficas do Paleoproterozoico ao

Paleozoico (Fig. 2.3). Entretanto, a ênfase do trabalho é direcionada ao Complexo Porto Nacional (CPN). O CPN está exposto em uma faixa de direção N40°E (Costa *et al.* 1982), e faz parte de um contexto tectônico de um sistema de colisional que se estende dessa região em direção sudoeste, passando por Gurupi, Alvorada e Porangatú, responsável pelo imbricamento tectônico de segmentos crustais de diferentes naturezas e origens, e foi responsável pela exumação do terreno de alto grau de Porto Nacional (Gorayeb 1996).

As falhas Rio Maranhão e Rio dos Bois constituem importantes limites tectônicos dos segmentos crustais do Maciço de Goiás. A Falha Rio Maranhão está indicada por uma sutura constituída por superfície de empurrão sub-horizontais de mais de 300 km. Por sua vez, a Falha Rio dos Bois constitui elementos estruturais de cavalgamento que progrediu para componente transpressional oblíquo que segue a orientação do Lineamento Transbrasiliano (Cordeiro & Oliveira 2017, Kuyumjian 1994, Ventura *et al.* 2011).

Geologicamente, o CPN tem uma evolução no Paleoproterozoico, fazendo parte do Maciço de Goiás, cuja tectônica que exumou este terreno infracrustal de alto grau metamórfico é definida por colisão oblíqua, com componentes de cavalgamento de SE para NW evoluindo para um sistema transcorrente nos incrementos finais da tectônica colisional nessa região (Gorayeb *et al.* 2017).

A colisão ocorreu durante os estágios iniciais da Orogenia Brasileira no Neoproterozoico, envolvendo unidades mais antigas retrabalhadas, e foi seguida pelo estabelecimento de uma zona de cisalhamento transcontinental dextral, representada pelo Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.* 1975), com orientação NNE-SSW, de aproximadamente 4000 km de comprimento total e 35 km de largura, que atravessa grande parte do continente Sul-Americano com continuidade para a África onde recebe o nome de Lineamento Kandi (Cordani *et al.* 2013, Gorayeb *et al.* 2017, Kröener & Cordani 2003, Santos *et al.* 2008).

A ocorrência deste sistema transcorrente dextral está representada no Complexo Porto Nacional pela progressiva e gradual deformação dúctil caracterizada pela misturação tectônica de corpos rochosos, geração de foliação milonítica, bandamento tectônico, lineação de estiramento e rotação de minerais (Arcanjo & Moura 2000, Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2017).

No mapa da Figura 2.3, encontram-se as principais unidades litoestratigráficas que ocorrem na região de Porto Nacional, representadas principalmente por unidades do Paleoproterozoico, tais como os complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues, Formação Morro

do Aquiles, Formação Monte do Carmo, Suíte Granítica Ipueiras e Suíte Gabro-Anostositica Carreira Comprida.

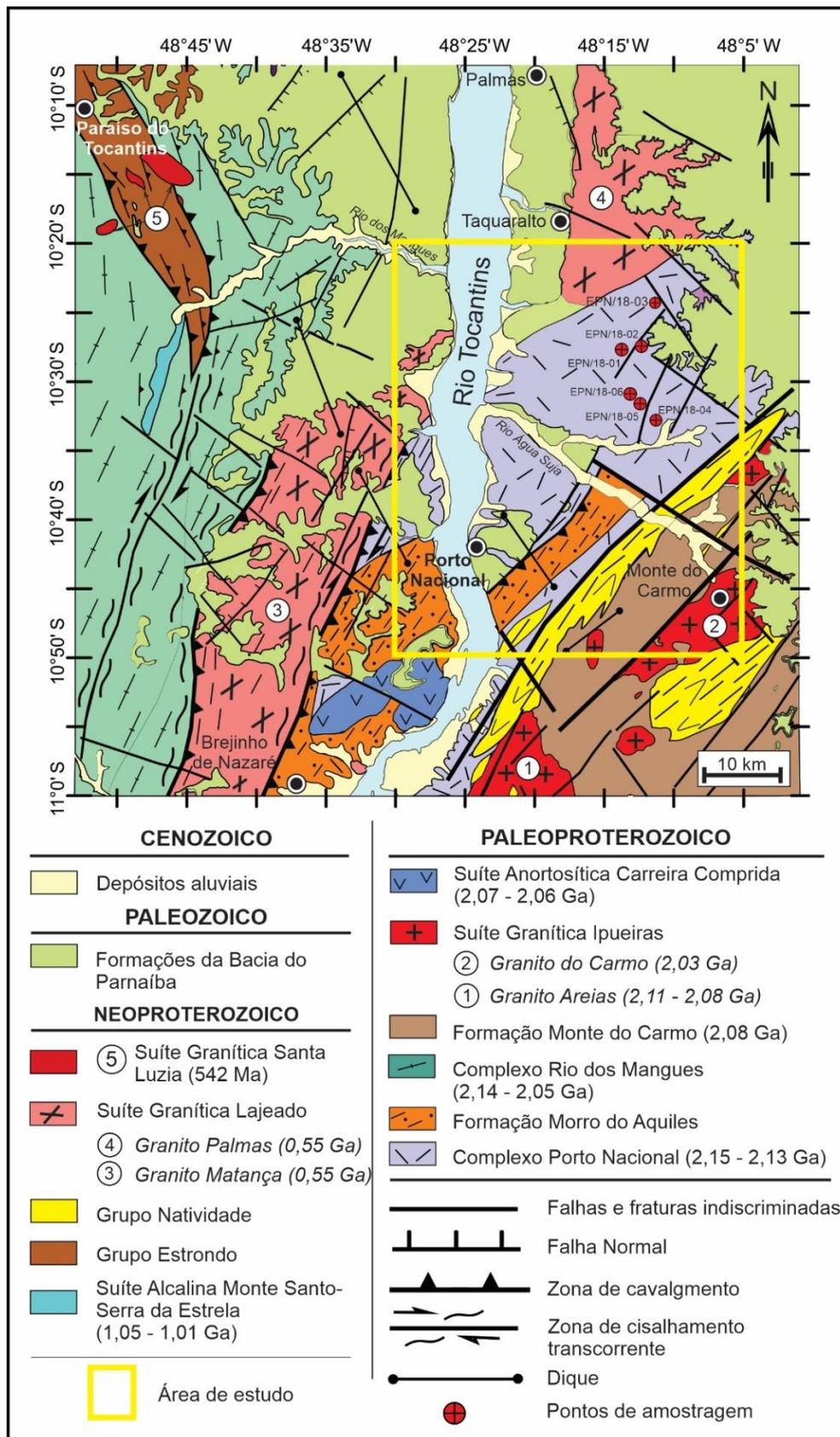


Figura 2.3 – Mapa geológico da região de Porto Nacional com indicação da área de estudo e amostragem. Adaptado de Gorayeb (1996) e Ribeiro & Alves (2017).

Do início do Neoproterozoico, tem-se a Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela. Unidades do Neoproterozoico são representadas pelo Grupo Natividade e por granitos da Suíte Lajeado. No extremo noroeste da área, encontram-se sucessões metassedimentares do Neoproterozoico do Grupo Estrondo e granitos da Suíte Santa Luzia. Finalizando, encontram-se sucessões de rochas sedimentares do Paleozoico da Bacia do Parnaíba e um conjunto de diques de diabásio (Arcanjo & Moura 2000, Costa *et al.* 1982, Costa *et al.* 1983, Gorayeb 1996, Ribeiro & Alves 2017).

2.4.1 Complexo Porto Nacional

Barbosa *et al.* (1966) posicionaram as rochas atualmente representadas pelo Complexo Porto Nacional, no Pré-Cambriano Indiferenciado, sendo estas descritas como granulitos granoblásticos por Cunha *et al.* (1981) e inclusas no Complexo Goiano. Costa *et al.* (1982), em trabalhos cartográficos, fizeram a individualização de um conjunto de rochas de alto grau metamórfico propondo uma nova unidade litoestratigráfica denominada Complexo Porto Nacional (CPN). Em Gorayeb (1996), estas rochas e outras unidades associadas receberam uma nova abordagem envolvendo cartografia na escala de 1:250.000, estrutural-tectônica, petrológica e geocronológica, com descrições detalhadas com nova proposição tectono-metamórfica e evolutiva.

As datações realizadas no CPN são atribuídas a dados Rb-Sr em rocha total (Gorayeb 1996, Gorayeb & Lafon 1996) e evaporação de Pb em zircão (Gorayeb *et al.* 2000), com idades do Paleoproterozoico entre 2,15 e 2,05 Ga, sendo os valores mais antigos relacionadas à cristalização dos protólitos ígneos, e os mais jovens atribuídos ao metamorfismo regional.

Em sua tese de doutorado, Gorayeb (1996), identificou e descreveu as rochas granulíticas do Complexo Porto Nacional com base em aspectos texturais e mineralógicos, classificando-as como ortoderivadas, paraderivadas e mobilizados de anatexia.

O CPN consiste num conjunto de rochas da fácies granulito de média a alta pressão, deformadas e recristalizadas, ocorrendo como uma faixa de direção NE-SW na porção centro-leste da área de estudo, onde granulitos orto- e paraderivados estão intercalados por faixas quilométricas de mesma orientação, delimitadas por zonas de cisalhamento transpressivas (Hasui *et al.* 1984, Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000).

O CPN reúne grande variedade de tipos orto- e paraderivados representados principalmente por enderbitos, gnaisses aluminosos contendo granada, sillimanita e/ou cianita,

ortognaisses tonalíticos, pequenos corpos graníticos anatóxicos (leucotonalitos, trondhjemitos e granitos tipo S), granulitos máficos e raros tipos ultramáficos.

Os granulitos félsicos (enderbitos) têm cor cinza, granulação média, e estão associados aos granulitos máficos, ocorrendo também intercalados aos paragnaisses. Os enderbitos são levemente anisotrópicos, podendo apresentar alternância de bandas félsicas, quartzo-feldspáticas, e bandas máficas de biotita, hornblenda e piroxênio.

Os paragnaisses são rochas bandadas, foliadas com cores amarronzadas e acinzentadas, de granulação média ou grossa apresentando grande variedade mineralógica (plagioclásio, microclina, granada, sillimanita, cianita, biotita, rutilo, grafita e espinélio), sendo classificados como sillimanita-granada gnaisses, derivados a partir de metapelitos, com porfiroblastos centimétricos de granada de cor vermelha ou marrom.

Os mobilizados dos leucossomas de paragnaisses, charnoenderbitos e trondhjemitos são rochas leucocráticas relacionadas a diferentes processos de anatexia, cuja intensidade e quantidade de fusão dependem diretamente da composição de rochas envolvidas.

Os mobilizados dos leucossomas dos paragnaisses têm cor branca e cinza clara, granulação grossa, com presença de cristais de granada, mostrando bandas milimétricas a centimétricas concordantes à foliação.

Os charnoenderbitos correspondem a mobilizados que ocorrem em forma de veios ou sem forma definida, de cor cinza esverdeada a verde clara, isotrópicos, de granulação grossa. Nestas rochas é comum a presença de enclaves de granulito máfico resultantes do processo de fusão parcial. Por sua vez, os trondhjemitos são mobilizados de cor branca a cinza claro, que ocorrem como bandas e veios alojados, principalmente em hornblenda granulitos máficos.

Os granulitos máficos afloram em diversas áreas do terreno sob a forma de leitões concordantes, intercalados aos paragnaisses, podendo exibir contatos brusco ou difuso. Eles têm cor preta, granulação fina ou média, isotrópicas e homogêneas, com discreto bandamento composicional e eventualmente incipiente foliação devido à orientação preferencial de piroxênios e anfibólios. É constituído por orto- e clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, granada, e menores quantidades de apatita, biotita, espinélio, quartzo e opacos.

Os granulitos ultramáficos correspondem a corpos de dezenas de metros, em meio aos paragnaisses ou que gradam para granulitos máficos, apresentam cores pretas a preta esverdeada, equigranulares, de granulação média, constituídos principalmente por ortopiroxênio e

hornblenda, raramente plagioclásio, e menores quantidades de apatita, biotita, clinopiroxênio, opacos.

2.4.2 Formação Morro do Aquiles

Outra unidade litotectônica disposta no centro-sul da área tectonicamente embutida no Complexo Porto Nacional é representada por uma sucessão metavulcanossedimentar que foi individualizada como Formação Morro do Aquiles (Costa 1985). Sua ocorrência manifesta-se através de uma faixa NE-SW que se estende dos arredores de Porto Nacional em direção à Brejinho de Nazaré, que cavalga as rochas do Complexo Porto Nacional por meio de uma zona de cisalhamento. A sequência reúne micaxistos com granada e estauroлита, quartzos micaxistos, paragnaisses aluminosos com cordierita e sillimanita, quartzitos granadíferos, xistos grafitosos, gonditos e metavulcânicas ácidas e básicas, intercalações de ortognaisses tonalíticos, anfibolitos e granitoides, além de possantes veios de quartzos mineralizados a ouro. De um modo geral, as rochas apresentam tramas miloníticas, e alcançaram condições metamórficas da fácies anfibolito alto, em baixa-média pressão (Gorayeb *et al.* 2000).

2.4.3 Complexo Rio dos Mangues

O Complexo Rio dos Mangues, denominado por Costa *et al.* (1983), é caracterizado por associações de rochas ortoderivadas e paraderivadas que ocorrem em uma faixa de direção NNE-SSW que ocupa toda a porção oeste da área onde faz contato com o CPN por meio de zonas de cisalhamento transpressionais.

Arcanjo (2002) e Arcanjo & Moura (2000) realizaram datações Pb-Pb em zircão em gnaisses granodioríticos e tonalíticos, obtendo idades entre 2,13 e 2,05 Ga, interpretadas como de cristalização dos protólitos, e para os gnaisses calciossilicáticos obtiveram idade de 2,08 Ga interpretados como do metamorfismo.

Os tipos ortoderivados incluem principalmente gnaisses tonalíticos, migmatizados e boudinados, de cor cinza a cinza rosada, granulação média, com foliação definida pela orientação preferencial de biotita e anfibólio. Estas rochas foram descritas como biotita-hornblenda gnaisse granítico ou granodiorítico e biotita gnaisses, metamorfizados em fácies anfibolito alto. Os tipos paraderivados são representados por gnaisses calciossilicáticos, quartzitos, granada quartzitos (gonditos) e xistos feldspáticos (Gorayeb 1996).

Os gnaisses calciossilicáticos apresentam cor cinza-esverdeada com variações rosadas, são bandados, e migmatizados, apresentando feições porfiroides e miloníticas. São rochas com textura granoblástica, em alguns casos com arranjos poligonais e estrutura milonítica. O

conteúdo mineralógico é essencialmente à base de plagioclásio, microclina, quartzo, granada, hornblenda, diopsídio, escapolita e epidoto.

As rochas do Complexo Rio dos Mangues e do Complexo Porto Nacional não apresentam relações de contato, entretanto, entre estas unidades, implantou-se, durante o Neoproterozoico, o Granito Matança.

2.4.4 Formação Monte do Carmo

Esta unidade compreende uma sucessão vulcanossedimentar situada na porção leste da área, na base da Serra do Carmo, nos arredores da cidade de Monte do Carmo (Fig. 2.3). Ela é balizada por falhas normais constituindo grábens, em contato com as faixas de quartzitos dobrados do Grupo Natividade e com o Granito do Carmo, e capeado por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb 1996).

A unidade sedimentar é constituída por conglomerados polimíticos em matriz arcoseana, com seixos de quartzo, gnaisses, rochas vulcânicas e quartzitos, que gradam para arenitos arcoseanos normalmente apresentando estratificação plano-paralela e cruzada. Sucessões de derrames vulcânicos acham-se intercalados às rochas sedimentares, e são representados por riolitos, dacitos a andesitos, tipos vulcanoclásticos e tufos vítreos fluidais de composição riolítica (Gorayeb *et al.* 1992). Há indefinição na idade dessa formação, de modo que Sachett *et al.* (1996) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de riolito de 2137 ± 12 Ma; Saboia (2009) identificou duas sucessões vulcânicas, uma delas do Paleoproterozoico, definida por idades U-Pb de 2086 ± 10 Ma (vulcânicas Santa Rosa), e a outra sugeriu geração no Neoproterozoico a partir de idades-modelo Nd- T_{DM} entre 0,80 e 1,91 Ga. Ribeiro & Alves (2017) obtiveram idades em torno de 600 Ma em zircões de andesitos, posicionando esta formação como do Neoproterozoico.

2.4.5 Suíte Granítica Ipueiras

Um conjunto de plútons graníticos do Paleoproterozoico, intrusivos na Formação Monte do Carmo, foi identificado na região e os corpos foram reunidos na Suíte Granítica Ipueiras (Fig. 2.3). Esta denominação foi atribuída inicialmente a Cunha *et al.* (1981) em referência aos granitos pós-orogênicos diferenciando-se das rochas do embasamento e incluíram também, rochas vulcânicas félsicas associadas. Estudos geocronológicos e petrológicos realizados por Chaves *et al.* (2008) definiram idades Pb-Pb em zircão entre 2,11 e 2,08 Ga, relacionando esta granitogênese a uma tectônica extensional, tardia em relação à evolução paleoproterozoica da região. Idades similares foram obtidas por datações U-Pb em zircão (entre 2,08 e 2,05 Ga) em estudos realizados por Fuck *et al.* (2002) e Saboia (2009).

Os granitos são isotrópicos, apresentando granulação grossa, composição monzogranítica a sienogranítica, cor rosada a cinza clara, mas podem apresentar tons azulados devido à presença de quartzo azul. Esta granitogênese é de natureza subalcalina, de caráter peraluminoso, com assinaturas geoquímicas características de granitos do tipo A. Em alguns casos os corpos estão afetados por zonas de falhas com efeitos de deformação frágil-dúctil que causou grande mobilidade de sílica com alterações hidrotermais importantes e mineralizações de ouro (Chaves *et al.* 2008).

2.4.6 Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Anortosítica Carreira Comprida foi definida originalmente por Gorayeb (1996), reunindo um grande plúton deformado a sudoeste de Porto Nacional, a qual se agregaram outros plútons de gabros (Frasca & Araújo 2001, Lima *et al.* 2008). Datações Pb-Pb em zircão de um anortosito dessa unidade apontou idades entre 2,07 Ga e 2,06 Ga (Gorayeb & Moura 2001), posicionando a Suíte no Paleoproterozoico (final do Riáciano), correlata ao plutonismo da Suíte Ipueiras.

Os anortositos tem cor cinza a cinza azulada, granulação muito grossa (cristais magmáticos de plagioclásio de até 10 cm), entretanto, em razão dos efeitos deformacionais da Zona de Cisalhamento Porto Nacional, as rochas apresentam forte anisotropia com feições milonítica marcantes, com destaque aos megacristais amendoados de plagioclásio, contornados por uma foliação anastomosada. Zonas de concentração de deformação transformaram as rochas em milonitos e ultramilonitos com reduzida granulação, causada pela forte cominuição e recristalização dinâmica.

2.4.7 Grupo Natividade

Esta unidade compreende uma sequência metassedimentar de baixo grau metamórfico, com duas faixas de ocorrência na direção NE-SW (Fig. 2.3), demarcando discordância erosiva sobre o embasamento gnáissico-granulítico e granitos da Suíte Lajeado, bem como contatos tectônicos por falhas normais (grábens). O Grupo Natividade é constituído predominantemente por quartzitos puros e micáceos com pequenas intercalações de metaconglomerados e ardósias. Os tipos conglomeráticos geralmente estão nas porções inferiores da sequência sedimentar, indicando granodecrescência ascendente. Na região de Natividade, a sudeste da área, encontra-se uma sucessão sedimentar mais completa, com espessos níveis de metacalcários dolomíticos puros e impuros, na base da sequência, seguidos de quartzitos micáceos e filitos (Gorayeb *et al.* 1988). A sequência sedimentar representa ambiente marinho em margem continental,

correlacionável ao Grupo Bambuí. O quadro estrutural compreende faixas alongadas na direção NNE-SSW, limitadas por falhas normais, com sucessões de *horsts* e grábens ladeados por terrenos paleoproterozoicos. A sucessão está estruturada em antiformes e sinformes com dobramentos isoclinais, planos axiais subverticais e eixos dirigidos à NE. Também possuem foliação simétrica, plano axial de direção NE-SW com mergulhos de 40 a 60 NW, que nos tipos pelíticos transforma-se em clivagem ardosiana (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 1988, Saboia 2009).

2.4.8 Suíte Granítica Lajeado

A Suíte Lajeado foi definida por Gorayeb *et al.* (2001) reunindo três batólitos graníticos: Matança, Palmas e Lajeado, e outros corpos menores, diferenciando-os dos granitos da Suíte Ipueiras. Na área de estudo estão presentes o Granito Matança e o Granito Palmas. Eles são constituídos por álcali-feldspato granitos, sienogranitos, monzogranitos, quartzo monzonitos, e quartzo sienitos.

Na área de estudo o Granito Matança está em contato com as rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles na porção leste, e com o Complexo Rio dos Mangues a oeste, por meio de zonas de cisalhamento transpressionais. O Granito Palmas apresenta contato intrusivo com os granulitos do CPN.

Gorayeb *et al.* (2001) obtiveram idades neoproterozoicas, por meio do método Pb-Pb em zircão, para os granitos Matança (564 ± 4 Ma e 552 ± 4 Ma), Lajeado (546 ± 6 Ma) e Palmas (548 ± 5 Ma).

O Granito Matança, localizado no centro-oeste da área de estudo, constitui um batólito alongado na direção NE-SW tendo 85 km de comprimento por 30 km de largura. Os granitos são predominantes e têm composição monzogranítica, sienogranítica a monzodiorítica, e apresentam regularmente tramas porfiroides miloníticas, principalmente na porção leste afetado pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN). Essas rochas têm cor rosa, granulação grossa, com porfiroclastos de álcali-feldspato (até 5 cm) alinhados à foliação milonítica, e em alguns tipos petrográficos apresentam ortopiroxênio.

O Granito Palmas está situado no norte da área de estudo e é caracterizado por granitos isotrópicos, mas uma parte encontra-se deformada ao longo da ZCPN, destacando porfiroclastos centimétricos amendoados de álcali-feldspato. Geralmente apresentam granulação grossa ou muito grossa. Alguns tipos petrográficos apresentam ortopiroxênio, caracterizando-os como da

série charnockítica. Contém ainda álcali-feldspato, plagioclásio, anfibólio e quartzo. Alguns tipos apresentam texturas porfiríticas com feições rapakivi.

2.4.9 Formações da Bacia do Parnaíba

As unidades de rochas sedimentares do Paleozoico são representadas pelo Grupo Serra Grande, cujos pacotes de rochas sedimentares delineiam a borda oeste da Bacia do Parnaíba, com ocorrências isoladas no centro-oeste da área de estudo, estabelecidas em marcentes inconformidades sobre as unidades rochaosa do Paleoproterozoico e Neoproterozoico. As rochas do Grupo Serra Grande apresentam uma sucessão de camadas estratificadas sub-horizontalmente, que definem áreas de planalto sustentando as serras do Carmo e das Coordilheiras com altitudes máximas de aproximadamente 600 m. Por outro lado, ao longo do vale do Rio Tocantins as camadas de arenitos encontram-se adernadas com até 40° de mergulho para leste, embutidas em estruturas de grábens (Gorayeb 1996).

CAPÍTULO 3 GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf EM ZIRCÃO E U-Pb EM MONAZITA DAS ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DO COMPLEXO PORTO NACIONAL, NORTE DO MACIÇO DE GOIÁS

(Artigo a ser submetido ao Journal of South America Earth Science)

Elaine de Oliveira Menezes¹, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb¹, Marco Antonio Galarza¹

1 - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Avenida Augusto Corrêa, Nº 1, 66075-110, Belém-Pará-Brasil (E-mails: elainemnz@gmail.com; gorayebp@ufpa.br; antogt@ufpa.br).

RESUMO

O Complexo Porto Nacional (CPN) está inserido na porção centro-norte da Província Tocantins, como parte da porção norte do Maciço de Goiás, o qual representa um microcontinente do Paleoproterozoico remanescente da tectônica do evento Brasileiro, responsável pela edificação dos orógenos Araguaia, Brasília incluindo o Arco Magmático de Goiás, e Paraguai. O CPN constitui uma faixa de rochas de alto grau metamórfico na direção NE-SW, afetado pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional, integrante do Lineamento Transbrasileiro, e reúne, predominantemente, ortogranulitos de composição variada (granulitos máficos, enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos) com menor ocorrência de paragneisses aluminosos, ortogneisses tonalíticos mais ou menos migmatizados e granitoides tipo-S. Estudos petrográficos identificaram as seguintes paragêneses metamórficas: Opx + Cpx + Pl ± Hb (granulito máficos); Opx + Cpx + Pl + Qtz ± Mc ± Bt ± Hb (enderbitos); Pl ± Mc + Qtz + Bt + Grt ± Sil ± Ky ± Grf (cianita-sillimanita-granada gnaisses). Esses dados revelam atuação do metamorfismo de alto grau, em condições da fácies granulito com pico metamórfico alcançando temperatura e pressão acima de 850 °C e 8 kbar, respectivamente. Para os estudos geocronológicos foram selecionadas duas amostras de enderbitos e duas de sillimanita-granada gnaisses onde foram aplicados os métodos U-Pb-Hf em zircão e U-Pb em monazita, respectivamente. As imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão dos enderbitos revelam dois tipos: (I) cristais prismáticos longos com contornos irregulares, homogêneos e sem zoneamento evidente; (II) cristais prismáticos curtos com um núcleo interno bem definido, envolvido por uma zona externa com tonalidade mais clara, sugerindo sobrecrecimento metamórfico. As imagens de monazita dos paragneisses obtidas por elétrons retroespalhados mostraram cristais homogêneos arredondados a subarredondados, sem estruturação interna. Os resultados geocronológicos U-Pb em zircão do núcleo dos cristais apontaram idade de 2,16 Ga, e das bordas valores mais baixos (2,09 Ga), interpretando-se como idade de cristalização de cristais ígneos dos protólitos tonalíticos, e idade do metamorfismo de alto grau, respectivamente. Em outro enderbitos, a idade de cristais de zircão também apresentou valores mais baixos, da

ordem de 2,09 Ga, reforçando a interpretação de serem zircões metamórficos. Os valores da razão Th/U dos cristais de zircão das amostras variam de 0,04 - 0,95 e 0,01 - 1,15, respectivamente, sugerindo origem metamórfica e magmática. As idades-modelo Hf- T_{DM}^C obtidas nos mesmos cristais de zircão analisados sugerem dois episódios de formação de crosta que deu origem a essas rochas: uma fonte do Sideriano (2,40 a 2,48 Ga) e outra do Neo-Mesoarqueano (2,52 a 3,01 Ga). Os parâmetros petrogenéticos $\epsilon_{Hf}(t)$ positivos (+3,9 a +5,2) evidenciam derivação a partir de fonte mantélica para o material do Sideriano, enquanto que os parâmetros petrogenéticos $\epsilon_{Hf}(t)$ negativos e positivos (-4,6 a +3,3) evidenciam derivação a partir de mistura entre material crustal e juvenil para o material do Neo-Mesoarqueano. Os resultados geocronológicos U-Pb em monazita dos paragneisses apontam valores de idades de 2,09 Ga e 2,10 Ga, levemente abaixo do valor obtido nos zircões metamórficos dos enderbites e confirmam a idade do metamorfismo de alto grau que afetou o CPN no Paleoproterozoico. Isto vem demonstrar a atuação do metamorfismo em condições da fácies granulito quase contemporâneo à cristalização magmática dos protólitos. Essa cronologia tem representatividade em outros terrenos metamórficos de alto grau do Brasil e de outros países, a exemplo dos granulitos do Cráton Oeste Africano (Cinturão Limpopo); Cráton São Francisco, na Bahia, representado pelo cinturão granulítico do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e, em Minas Gerais no embasamento do Orógeno Araçuaí; pelas faixas granulíticas do Domínio Bacajá do Cráton Amazônico e do Bloco Amapá; e pelo Escudo das Guianas. A análise dos dados geocronológicos demonstra que as idades de cristalização e de metamorfismo obtidas são resultantes de processos ocorridos durante um período restrito no Riaciano.

Palavras-chave: Geocronologia U-Pb-Hf em Zircão; Geocronologia U-Pb em Monazita; Metamorfismo de Alto Grau; Complexo Porto Nacional; Maciço de Goiás; Riaciano.

ABSTRACT

The Porto Nacional Complex is inserted in the Tocantins Province's central-north portion, as part of the northern Goiás Massif, which represents a Paleoproterozoic microcontinent remnant of tectonics Brazilian Cycle, which formed the orogens Araguaia, Brasília, including Goiás magmatic arc, and Paraguai. The CPN constitutes a belt of high-grade metamorphic rocks in the NE-SW direction, affected by the Porto Nacional Shear Zone, part of the Transbrasiliano Lineament, and predominantly gathers orthogranulites which composition vary widely (mafic granulites, enderbites, charnoenderbites and charnockites) with minor occurrences of aluminous paragneisses, more or less migmatized tonalitic orthogneisses and S-type granitoids. Petrographic analyzes identified paragenesis defined the following metamorphic

paragenesis: Opx + Cpx + Pl ± Hb (mafic granulites); Opx + Cpx + Pl + Qtz ± Mc ± Bt ± Hb (enderbites); Pl ± Mc + Qtz + Bt + Grt ± Sil ± Ky ± Grf (kyanite-sillimanite-garnet gneisses). These data reveal high-grade metamorphism's performance, under conditions of granulite facies with a metamorphic peak reaching temperature and pressure above 850 °C and 8 kbar, respectively. For geochronological studies were selected two samples of enderbite and two sillimanite-garnet gneiss where U-Pb-Hf methods in zircon and U-Pb in monazite were applied, respectively. Scanning electron microscopy images by cathodoluminescence of enderbite's zircon shows two types: (I) long prismatic crystals with irregular contours, homogeneous and without evident zoning; (II) short prismatic crystals with a well-defined inner core, surrounded by an external zone with a lighter tonality, suggesting metamorphic overgrowth. *Back-Scattered Electron* of paragneisse's monazite showed homogeneous crystals rounded to rounded, without internal structure. U-Pb geochronological in zircon's core indicated ages of 2.16 Ga, and the crystal's rims showed lower values (2.09 Ga), interpreted as zircon crystallization age of tonalitic protoliths, and high-grade metamorphism, respectively. In another sample, zircon ages also indicated values in the order of 2.09 Ga, reinforcing the interpretation of being metamorphic zircons. Th/U ratio zircon obtained for zircon crystals vary 0.04 - 0.95 and 0.01 - 1.15, respectively, suggesting metamorphic and igneous origin. Hf- T_{DM}^C model ages in zircon crystals analyzed suggest two continental crust formation episodes: a source from Siderian (2.40 to 2.48 Ga) and another from Neo-Mesoarquean (2.52 to 3.01 Ga). Positive (+3.9 to +5.2) $\epsilon_{Hf}(t)$ petrogenetic parameters shows mantle source derivation for Siderian rocks, and negative and positive (-4.6 to +3.3) $\epsilon_{Hf}(t)$ petrogenetic parameters shows mixture between crustal and juvenile material derivation for Neo-Mesoarquean rocks. U-Pb geochronological results in paragneisse's monazite indicates ages of 2.09 Ga and 2.10 Ga, slightly below the age of metamorphic zircons and are interpreted as high-grade metamorphism age that affected the Porto Nacional Complex in the Palaeoproterozoic. This demonstrates the participation of granulitic metamorphism almost contemporary to the magmatic crystallization of protoliths. This chronology is similar to other high-grade metamorphic terrains in Brazil and other countries, such as West African Craton granulites (Limpopo Belt); São Francisco Craton, in Bahia, represented by Itabuna-Salvador-Curaçá Block granulitic *belt* and in Minas Gerais in the basement of Araçuaí Belt; Bacajá Domains, Amazonian Craton and Amapá Block granulitic strips; and Guiana Shield. The analysis of the geochronological data demonstrates that the formation of the magmatic protoliths and metamorphism happened close chronologically in the Ryacian.

Keywords: U-Pb-Hf Zircon Geochronology; U-Pb Monazite Geochronology; High-Grade Metamorphism; Porto Nacional Complex; Goiás Massif; Ryacian.

3.1 INTRODUÇÃO

A região de Porto Nacional está situada na porção central do estado do Tocantins (Fig. 3.1) sendo conhecida pela sua diversidade geológica, com unidades litoestratigráficas do Paleoproterozoico ao Paleozoico, incluindo granulitos, ortognaisses, paragnaisses, sucessões vulcanossedimentares, suítes gabro-anortosíticas e granitoides de diferentes idades e contextos geotectônicos (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000).

A mais importante unidade para o presente estudo é representada pelo Complexo Porto Nacional (CPN), situado no centro-norte da Província Tocantins, fazendo parte do norte do Maciço de Goiás, o qual constitui um segmento infracrustal embutido tectonicamente em terrenos gnáissicos, tendo sido afetado pelo Lineamento Transbrasiliano (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2017).

As primeiras referências às rochas granulíticas na região de Porto Nacional se deve a levantamentos cartográficos do Projeto LETOS/PROSPEC (Costa *et al.* 1976), em seguida, Cunha *et al.* (1981) reportaram granulitos granoblásticos em Porto Nacional, incluindo-os no Complexo Goiano. Em levantamentos cartográficos na Folha Porto Nacional (escala 1:100.000), Costa *et al.* (1982, 1984) fizeram uma melhor caracterização desses granulitos e rochas associadas, propondo uma nova unidade lito-estratigráfica que denominaram de Complexo Porto Nacional (CPN). Em estudos mais detalhados realizados por Gorayeb (1996) foi elaborada uma nova cartografia geológica na escala 1:250.000, em que o CPN foi caracterizado como um segmento infracrustal deformado e metamorfizado em condições de alto grau metamórfico, alcançando a fácies granulito com temperaturas acima de 850 C e pressões de 8 kbar para o pico metamórfico. Assim, o Complexo Porto Nacional é constituído principalmente por ortogranulitos máficos e félsicos; paragnaisses ricos em granada e sillimanita mais ou menos migmatizados e ortognaisses tonalíticos evoluídos no Paleoproterozoico (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000).

Os dados geocronológicos existentes sobre o CPN ainda são limitados em termos quantitativos e metodológicos. Os estudos realizados por Gorayeb (1996) e Gorayeb & Lafon (1996) utilizaram os métodos Rb-Sr em rocha total e evaporação de Pb em zircão (Gorayeb *et al.* 2000), que apontaram idades paleoproterozoicas para as rochas metamórficas de alto grau, situando-se entre 2,17 Ga e 2,07 Ga, que interpretaram os valores mais antigos como relacionados à formação dos protólitos dos ortogranulitos, e as mais jovens ao metamorfismo regional.

Os estudos isotópicos Sm-Nd realizados em ortogranulitos e paragnaisses apontam idades-modelo Nd-T_{DM} no limite Neoarqueano-Paleoproterozoico (2,55 Ga e 2,40 Ga) com

valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de $-1,56$ e $+0,97$. Esses dados foram interpretados como idades de mistura de fontes com contribuição mantélica e crustal (Gorayeb & Moura 2002).

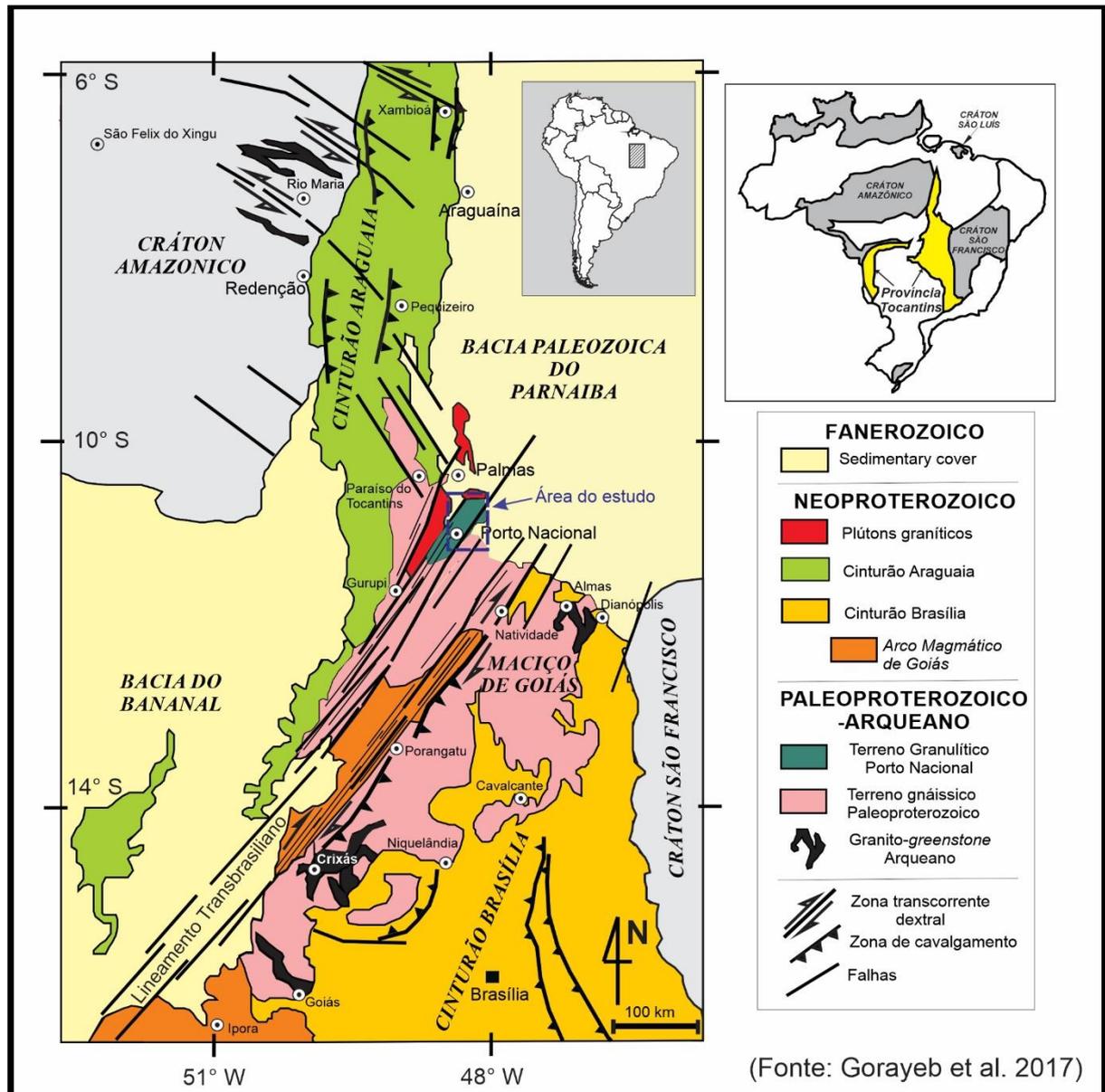


Figura 3.1 – Mapa geológico da porção centro-norte do Brasil representando a compartimentação tectônica da Província Tocantins e suas principais unidades geotectônicas e litoestratigráficas, com destaque para o Maciço de Goiás, Cinturão Brasília, incluindo o Arco Magmático de Goiás, e o Cinturão Araguaia (Gorayeb *et al.* 2017).

No que se refere à idade do metamorfismo de alto grau, a questão ainda está aberta, pois outros trabalhos tem apontado metamorfismo regional do Neoproterozoico relacionado à evolução do Cinturão Araguaia ou ao Arco Magmático de Goiás. Por outro lado, estudos mais recentes realizados por Gorayeb *et al.* (2017) por meio do método U-Pb SHRIMP em zircão na Faixa Granulítica Porangatu-Talismã, localizada a sul, e que era considerada correlata aos

granulitos de Porto Nacional, indicaram idade do metamorfismo de alto grau em ca. 580 Ma sobre protólitos ígneos do Paleoproterozoico de 2,1 Ga.

Considerando as informações acima, bem como as limitações dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb em zircão, em especial para rochas de alto grau metamórfico de terrenos que passaram por múltiplos processos tectono-metamórficos, como é o caso da região, cujas rochas do Maciço de Goiás foram fortemente retrabalhadas no Neoproterozoico, permanecem dúvidas a respeito do significado dos dados geocronológicos desse terreno metamórfico. Para aprofundar e discernir essas questões o presente trabalho propõe uma abordagem geocronológica mais acurada que possibilite o avanço na definição das idades do magmatismo e metamorfismo para o entendimento evolutivo do Complexo Porto Nacional, no contexto do Maciço de Goiás.

Com base nessa abordagem o estudo apresenta os resultados geocronológicos integrados U-Pb, idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ e valores do parâmetro $\epsilon_{Hf}(t)$ em cristais de zircão de ortogranulitos para obter idades de cristalização dos protólitos ígneos e suas fontes. Outra abordagem é voltada para a definição da idade do metamorfismo a partir de análises U-Pb em cristais de zircão neoforado, e em cristais de monazita de paragneisses de alto grau metamórfico. Em continuidade, contextualizar esses novos dados na evolução desse terreno de alto grau e fazer correlações com outros terrenos granulíticos do País. Em conjunto, estes resultados permitirão o entendimento dos processos de formação e retrabalhamento crustal envolvidos durante a evolução geológica do CPN.

3.2 METODOLOGIA E DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

O desenvolvimento do trabalho teve como passos iniciais a reunião de bases cartográficas na escala 1:250.000 disponíveis no site do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE 1998, 2017) da região de Porto Nacional para a confecção de um mapa-base logístico para subsidiar os levantamentos de campo. Em seguida foram compilados dados da cartografia geológica do Projeto Porto Nacional na escala 1:100.000 (Costa *et al.* 1982) e do doutorado de Gorayeb (1996) na escala 1:250.000, bem como *shapes* de vetores litológicos e estruturais, obtidos no sistema de dados geocientíficos (GeoSGB-CPRM) da Companhia de Pesquisa de Recursos Naturais (CPRM 2016), das folhas Miracema (SC.22-X-D) e Porto Nacional (SC.22-Z-B) (Ribeiro & Alves 2017).

Os levantamentos de campo foram desenvolvidos na região entre Palmas, Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em que foram realizadas seções geológicas ao longo da faixa de ocorrência das rochas de alto grau metamórfico, com coleta de oito amostras para análises petrológicas e geocronológicas. Análises petrográficas convencionais foram realizadas em

microscópio óptico do Laboratório de Petrografia (LAPETRO) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) que permitiu a caracterização dos tipos de rochas, associações mineralógicas, bem como dos aspectos texturais/microestruturais. Os estudos petrográficos foram complementados com outras 11 amostras e respectivas lâminas delgadas do acervo do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC-UFPA/CNPq).

Para os estudos geocronológicos foram coletadas aproximadamente 30 kg dos principais tipos de rochas do Complexo Porto Nacional (enderbitito, granulito máfico e sillimanita-granada gnaiss), bem como amostras de mão para os estudos petrográficos. Os procedimentos para a preparação de amostras incluem a redução granulométrica das rochas envolvendo britagem em triturador de mandíbula e moagem em moinho de disco, realizados no Laboratório de Preparação Física de Amostras (LPFA) da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM – Belém).

Em seguida foram adotados os procedimentos para a concentração de minerais pesados seguindo as técnicas de rotina do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFPA (Pará-Iso) e LPFA/CPRM, envolvendo deslamagem, peneiramento por via úmida (malhas de 175 μm e 125 μm), bateamento e microbateamento em água, separação de minerais magnéticos em imã convencional e no separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*, microbateamento com álcool em placa de Petri, e finalmente separação dos minerais com auxílio de lupa binocular.

A seleção de cristais de zircão de duas amostras de enderbitito (EPN/18-01, EPN/18-02A) e de cristais de monazita de duas amostras de paragnaisses (EPN/18-04, EPN/18-05) teve como critério preliminar a escolha dos cristais límpidos (homogêneos, sem inclusões, fraturas ou metamitização) e para cada amostra ou fração granulométrica os grãos foram colados, ordenadamente, em fita adesiva dupla face e em seguida montados em pequenos cilindros com resina epóxi (*mounts*). Posteriormente, os *mounts* foram submetidos à abrasão para expor a porção interna dos cristais, finalizando-se essa etapa com o polimento com pasta diamantada.

Posteriormente, os cristais de zircão e monazita foram imageados em microscópio eletrônico de varredura (MEV) – modelo LS15 da ZEISS, do Laboratório de Microscopia Eletrônica da CPRM-Belém para a observação detalhada dos domínios e estruturas internas de cada cristal para se definir os locais dos pontos analíticos. As imagens de grãos de zircão foram obtidas por catodoluminescência (CL) enquanto que as imagens de monazita por elétrons retroespalhados (*Back-Scattered Electron* – BSE).

As análises pontuais U-Pb e Lu-Hf em zircão e U-Pb em monazita foram realizadas por espectrometria de massa em um multicoletor Neptune Thermo Finnigan com plasma indutivamente acoplado ao Laser Nd:YAG LSX-213 G2 CETAC conectado a uma microsonda

de ablação a laser (LA-MC-ICP-MS) do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso/UFPA). O transporte do material da ablação a laser para o ICP-MS deu-se por meio do fluxo do gás He, entre 450-500 mL/min., em condições de frequência de 10 Hz, potência de 50 a 60%, com densidade de energia de 5-6 J/cm², para produzir furos com 25 µm de diâmetro em aproximadamente 40 segundos.

Para análises U-Pb-Hf em zircão os padrões foram GJ-1 (608 ± 0,4 Ma, Jackson *et al.* 2004), Plesovice (337±0,4 Ma, Sláma *et al.* 2008) e Mud Tank (732 ± 1 Ma, Horstwood *et al.* 2016) e para monazita os padrões utilizados foram Monazita Bananeira (507,7 ± 1,3 Ma, Gonçalves *et al.* 2016) e Monazita Diamantina (495,26 ± 0,54 Ma, Gonçalves *et al.* 2017), e os procedimentos metodológicos U-Pb da monazita são similares aos do zircão. A leitura das análises foi feita na sequência: *background* 01, padrões de zircão/monazita 01, zircão/monazita das amostras (enderbitos ou sillimanita-granada gnaisses) + padrão de referência, *background* 02, padrões zircão/monazita 02.

A correção do Pb comum deu-se a partir do modelo de evolução do Pb terrestre de Stacey & Kramers (1975), e as razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁶Pb/²³⁸U foram corrigidas para f_{206} e f_{207} . Os valores médios obtidos para ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb < 2500 foram excluídos dos cálculos de idades para minimizar incertezas da correção do Pb comum, eliminando-se do cálculo de idades as análises com $f_{206(t=1Ga)} > 0,0068$, $f_{206(2Ga)} > 0,0061$ ou $f_{206(3Ga)} > 0,0052$.

Os dados foram tratados em macro em *Software Microsoft Office Excel* e, em seguida, selecionadas as razões a serem plotadas em diagrama concórdia. As idades foram calculadas com auxílio do *Software* ISOPLOT (Ludwig 2003). Para mais detalhes, o procedimento experimental das análises de zircão por LA-MC-ICP-MS pode ser consultado em Milhomem Neto *et al.* (2017a) e Milhomem Neto & Lafon (2019).

As análises isotópicas Lu-Hf em zircão foram realizadas após as análises e processamento dos dados U-Pb em cristais concordantes no Laboratório Pará-Iso. Os pontos analíticos para as análises Lu-Hf foram realizados no mesmo domínio do cristal analisado anteriormente pelo método U-Pb e selecionados aqueles que representam as idades dos cristais dos protólitos magmáticos, em que levaram à construção dos diagramas isotópicos. Os *spots* de 50 µm de diâmetro foram produzidos em aproximadamente 60 segundos, em condições de fluxo do gás He entre 450-500 mL/min., frequência de 10 Hz, potência de 50%, com densidade de energia de 4-5 J/cm² e um sinal de 1 a 3 volts para ¹⁷⁸Hf. Durante a análise no espectrômetro foram intercalados os zircões da amostra com os zircões padrão Mud Tank (732±1 Ma, Horstwood *et al.* 2016) e GJ-1, cuja razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf é conhecida.

Os dados foram tratados em macro em *Software Microsoft Office Excel* para o cálculo dos valores corrigidos de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, utilizando-se a constante de decaimento $\lambda_{^{176}\text{Lu}} = 1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Söderlund *et al.* 2004). O procedimento experimental das análises de zircão por LA-MC-ICP-MS está descrito em detalhe em Milhomem Neto *et al.* (2017b) e Milhomem Neto & Lafon (2019).

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região onde se situa o presente estudo compreende três grandes compartimentos geotectônicos (Fig. 3.2). O primeiro é representado por rochas arqueanas e paleoproterozoicas do sudeste do Cráton Amazônico que reúne suítes tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG), sucessões vulcanossedimentares tipo *greenstone*, terrenos gnáissico-migmatíticos, e granitos intrusivos do Paleoproterozoico. O outro compreende a porção setentrional da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1981), que compõe orógenos evoluídos no Neoproterozoico, sendo os mais importantes representados pelos cinturões Araguaia e Brasília, neste incluindo o Arco Magmático de Goiás, resultantes da convergência e colisão de blocos continentais, como os crátons Amazônico a oeste, São Francisco a leste (Figs. 3.1 e 3.2).

Entre estes cinturões encontram-se um amplo domínio de terrenos crustais mais antigos, com variados segmentos crustais do Arqueano e do Paleoproterozoico, retrabalhados na tectônica do evento Brasileiro, os quais têm sido incluídos no Maciço de Goiás. Além disso, sucessões de rochas sedimentares cobrem grande parte da região, representadas pela Bacia do Parnaíba, do Paleozoico, e coberturas cenozoicas da Bacia do Bananal (Fig. 3.2).

A Província Tocantins (Almeida *et al.* 1981) constitui uma importante unidade geotectônica que se situa na porção central do Brasil, cuja origem se deve a amalgamação do Supercontinente Gondwana no Neoproterozoico. A parte mais antiga é constituída por unidades arqueanas e/ou paleoproterozoicas agregadas aos cinturões Araguaia, Brasília e ao Arco Magmático de Goiás, que resultaram da convergência e colisão de três blocos continentais: crátons Amazônico a oeste, São Francisco-Congo a leste e Paranapanema a sul. Na área de estudo, a Província Tocantins é constituída por núcleos antigos paleoproterozoicos (Riaciano) formados pelos complexos Rio dos Mangues, Porto Nacional, e formações Morro do Aquiles e Monte do Carmo. Na porção nordeste da Província Tocantins encontram-se unidades do Paleoproterozoico (Sideriano) relacionadas aos domínios Cavalcante-Arraias e Almas-Conceição do Tocantins. Além disso, encontram-se plútons graníticos intrusivos do Paleoproterozoico (Suíte Ipueiras, Suíte Serrote) e do Neoproterozoico (Suíte Lajeado).

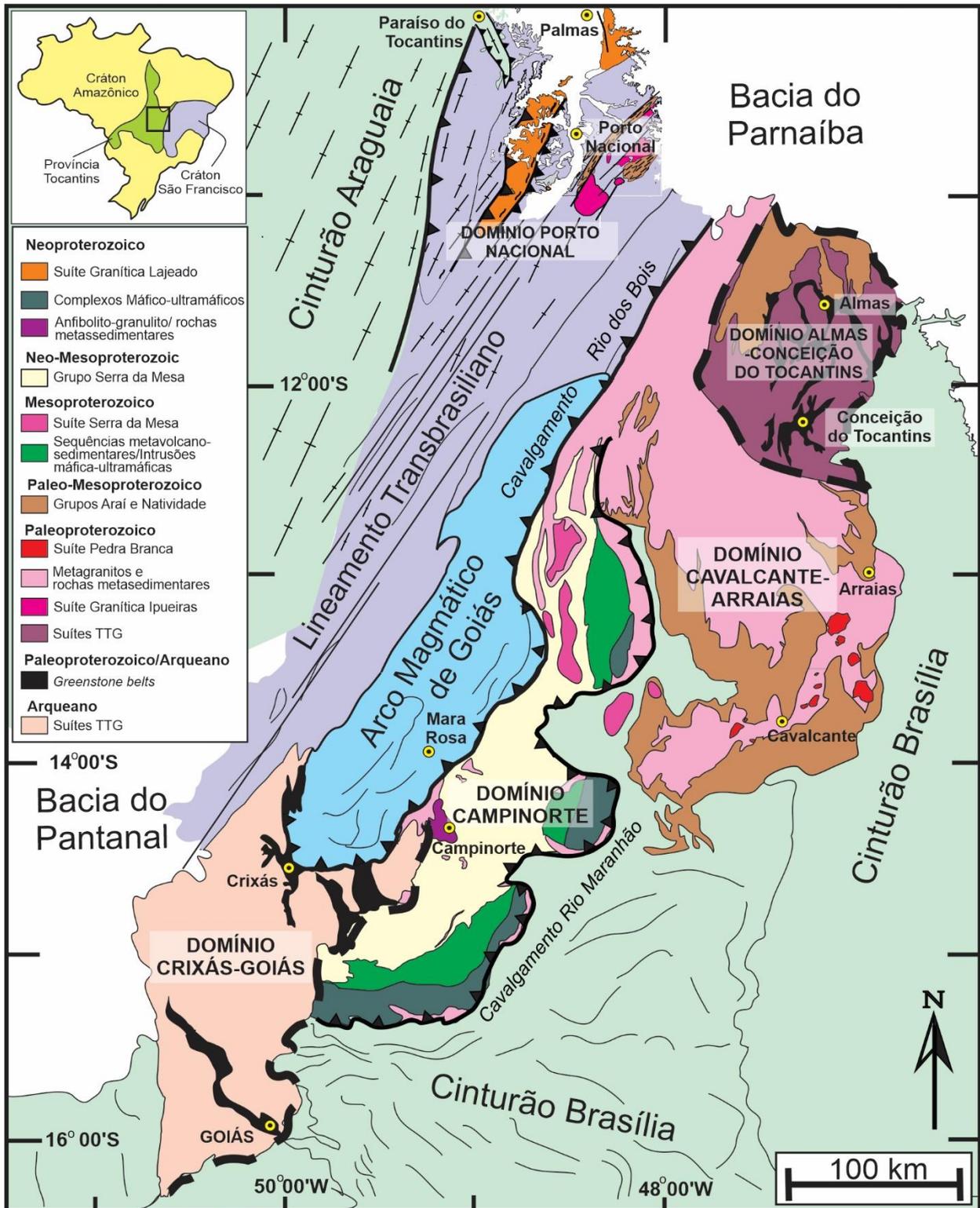


Figura 3.2 – Compartimentação de domínios tectônicos do Maciço de Goiás no embasamento dos orógenos neoproterozoicos da Província Tocantins. Adaptado de Cordeiro & Oliveira (2017).

A Província Tocantins foi subdividida nas seguintes unidades tectônicas: Zonas Cratônicas (Amazônico a oeste, São Francisco a leste); Cinturão Brasília (CB); Arco Magmático de Goiás (AMG); Cinturão Araguaia (CA) e Cinturão Paraguai (Fuck *et al.* 1993, Fuck *et al.* 1994, Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.* 1991). Nessa proposta consideraram o Maciço de

Goiás como um microcontinente envolvido nos processos colisionais do Brasileiro, no Neoproterozoico.

O Cinturão Brasília (CB) estende-se por mais de 1100 km de comprimento no centro do Brasil, e é considerado um dos maiores e mais bem preservados sistemas orogênicos do Neoproterozoico do Brasil, o qual foi definido por Almeida *et al.* (1981) como resultante da amalgamação do supercontinente Gondwana no Neoproterozoico (Dardene 2000, Hasui 2012, Pimentel *et al.* 2000) devido à convergência entre os crátons Amazônico, a oeste, São Francisco-Congo, a leste, e o Bloco Paranapanema a sul (Almeida *et al.* 1981, Gorayeb *et al.* 2017, Hasui 2012, Hasui *et al.* 1984, Santos 2003). Valeriano *et al.* (2004) dividiram o CB em dois ramos: Meridional e Setentrional, sendo este último de maior interesse ao trabalho.

O CB Setentrional tem seus limites estabelecidos com o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás por meio de um extenso sistema de cavalgamento denominado Rio Maranhão (Fonseca 1996). O CB embora apresente uma complexa evolução foi compartimentado em dois domínios denominados Zona Interna e Zona Externa, diferenciadas pela intensidade deformacional (Fuck *et al.* 1994, Pimentel 2016).

O Maciço de Goiás (MG) é integrante do embasamento do Cinturão Brasília Setentrional bem como do embasamento sudeste do Cinturão Araguaia (Alvarenga *et al.* 2000, Cordeiro & Oliveira 2017, Gorayeb *et al.* 2008). É considerado como um microcontinente envolvido em processos colisionais da orogênese do Ciclo Brasileiro durante a evolução desses orógenos (Fuck 1994, Fuck *et al.* 1993, Gorayeb *et al.* 2017, Pimentel *et al.* 2004). Uma faixa de acreção crustal do Neoproterozoico foi destacada sobre esta unidade, denominada Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.* 1991).

Inicialmente, o termo “Maciço de Goiás” foi utilizado como referência aos terrenos cristalinos do Brasil Central (Almeida 1984, Marini *et al.* 1984), e posteriormente o termo foi atribuído ao embasamento siálico da porção norte do Cinturão Brasília (Pimentel & Fuck 1992).

Pimentel *et al.* (1996) utilizaram a denominação Maciço de Goiás para se referir a um terreno pré-colisional do Arqueano-Paleoproterozoico e mantiveram a descrição anterior, excluindo o Arco Magmático de Goiás, que representa um arco juvenil neoproterozoico (Fuck *et al.* 1994, Fuck *et al.* 2014, Pimentel *et al.* 2000, Pimentel *et al.* 2004).

Dardenne (2000) englobou as atualizações de Pimentel *et al.* (1996), excetuando-se as rochas de alto grau metamórfico do Complexo Anápolis-Itaçu. As interpretações mais atuais caracterizam-no como um microcontinente do Arqueano-Paleoproterozoico retrabalhado durante a orogenia Brasileira (Gorayeb *et al.* 2017, Valeriano *et al.* 2008).

Na porção central e norte da Província Tocantins a região é compartimentada tectonicamente em segmentos crustais do Arqueano e Paleoproterozoico, delimitados por superfícies de cavalgamentos que constituem o embasamento dos cinturões neoproterozoicos. Assim, de sudoeste para nordeste, dispõe-se o Domínio Crixás-Goiás (DCG), do Arqueano, e os domínios do Paleoproterozoico Campinorte (DC); Cavalcante-Arraias (DCA) e Almas-Conceição do Tocantins (DAC) (Fuck *et al.* 2014) os quais fazem parte do Maciço de Goiás (Fig. 3.2). Na porção mais a norte-noroeste as características das rochas dessa região são distintas dos domínios acima citados, e compõem outro segmento crustal, o qual é constituído por terrenos gnáissicos e granulíticos do Paleoproterozoico, sucessões vulcanossedimentares e plútons graníticos definido aqui como Domínio Porto Nacional-Palmas (DPNP). Ele é balizado pelo Cinturão Araguaia a oeste, confrontando-se a leste com o DCA (Fig. 3.2). Este domínio é afetado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Porto Nacional de direção NNE-SSW que faz parte do Lineamento Transbrasiliano (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2017). Este tem como principais unidades o Complexo Porto Nacional, Complexo Rio dos Mangues, Formação Morro do Aquiles, Formação Monte do Carmo, e os plútons graníticos intrusivos da Suíte Ipueiras.

O Domínio Crixás-Goiás (DCG) reúne rochas do Arqueano sendo balizado a norte pelo Arco Magmático de Goiás (AMG) através da Falha de cavalgamento Rio dos Bois e a leste pelo Cinturão Brasília e inclui terrenos trondhjemitó-tonalito-granodiorito (TTG) e *greenstone belts* arqueanos (Cordeiro & Oliveira 2017).

O Domínio Campinorte (DC) constitui um terreno paleoproterozoico balizado tectonicamente com o AMG, a oeste, e com o Cinturão Brasília a leste por meio das falhas inversas Rio dos Bois e Rio Maranhão, respectivamente. Ele inclui metatonalitos e granulitos da Suíte Pau de Mel e rochas metavulcanossedimentares da Sequência Campinorte, ambas recobertas por rochas meso-neoproterozoicas do Grupo Serra da Mesa (Cordeiro 2014, Cordeiro & Oliveira 2017, Fuck *et al.* 1994, Giustina *et al.* 2009). Datações U-Pb em zircão realizadas em granulitos da Suíte Pau de Mel mostrou idades de 2,14 a 2,09 Ga, com pico metamórfico entre 2,11 e 2,08 Ga (Cordeiro *et al.* 2014).

A Sequência Campinorte é constituída por quartzitos puros e micáceos, quartzo-micaxistos, gnditos, metacherts, xistos carbonáticos, rochas metavulcânicas félsicas, metatufos, xistos ultramáficos e granitoides. Datações U-Pb em zircão de tufo riolítico apontam idade de 2,18 Ga. Além disso, suítes granitoides apontam idades U-Pb em zircão de 2,17 Ga e 2,16 Ga interpretadas como de cristalização (Giustina *et al.* 2009).

O Domínio Cavalcante-Arriais (DCA) está limitado a norte pelo DAC e pelo DC pela Falha Rio Maranhão. Ele é constituído por metagranitos da Suíte Aurumina do paleoproterozoico (2,17 Ga a 2,12 Ga) e sequências metavulcanossedimentares mesoproterozoica e neoproterozoica dos grupos Araí e Natividade (Cordeiro & Oliveira 2017, Gorayeb *et al.* 1984, Gorayeb *et al.* 1988).

O Domínio Almas-Conceição do Tocantins (DAC), anteriormente referenciado como terreno granito-*greenstone* Tocantins (Kuyumjian *et al.* 2012) ou terreno granito-*greenstone* Almas-Dianópolis (Costa 1985, Gorayeb *et al.* 1984, Kuyumjian *et al.* 2012), é constituído por terrenos *greenstone* e suítes TTG paleoproterozoicas do Sideriano ou Riáciano, a exemplo das suítes graníticas Ribeirão das Areias (2,34 Ga e 2,38 Ga), Conceição do Tocantins (2,3 Ga a 2,16 Ga) e dos granitos Príncipe (2,17 Ga) e Xobó (2,12 Ga) (Costa 1985, Cruz 2001, Fuck *et al.* 2014, Gorayeb *et al.* 1984, Kuyumjian *et al.* 2012, Sousa *et al.* 2016).

O Domínio Porto Nacional (DPN) é representado por terrenos paleoproterozoicos de alto grau metamórfico (Complexo Porto Nacional, 2,14 Ga), tectonicamente imbricados com terrenos de médio-alto grau (Formação Morro do Aquiles) e terrenos gnáissicos (Complexo Rio dos Mangues, 2,1 Ga). Inclui também o Anortosito Carreira Comprida (2,7 Ga), sucessões vulcanossedimentares representada pela Formação Monte do Carmo, conjuntos de plútons graníticos do Paleoproterozoico (Suíte Ipueiras, 2,08; Suíte Serrote, 1,86 Ga) e do Neoproterozoico (Suíte Lajeado, 0,54 Ga), e sucessões metassedimentares de baixo grau (Grupo Natividade). Este domínio do Riáciano (2,14 – 2,08 Ga) (Arcanjo *et al.* 2013, Gorayeb *et al.* 2000) faz parte da porção mais setentrional do Maciço de Goiás e foi afetado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Porto Nacional, que é um segmento do Lineamento Transbrasiliano (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2017).

3.4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL

A área de estudo está localizada na região de Porto Nacional-Palmas, no centro do estado do Tocantins, na parte mais setentrional do Maciço de Goiás, onde as unidades apresentam uma marcante orientação NE-SW. As unidades principais (Fig. 3.3) são representadas pelo Complexo Porto Nacional e pelo Complexo Rio dos Mangues, cujas relações de contato são estabelecidas por uma superfície de cavalgamento onde se instalou o Granito Matança (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2017). Além dessas, ocorrem sucessões de rochas vulcanossedimentares, suítes gabroicas-anortosíticas e graníticas, e sequências sedimentares de baixo grau metamórfico. A Zona de Cisalhamento Porto Nacional é uma importante ramificação do Lineamento Transbrasiliano que afetou a região no final do Neoproterozoico (Gorayeb 1996).

Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional é uma unidade do Paleoproterozoico representando um terreno de alto grau metamórfico exposto em uma faixa de direção N30-40°E, com largura aproximada de 35 km e extensão de mais de 80 km, afetado pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional (Costa *et al.* 1982, Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2017) (Fig. 3.3).

O CPN reúne grande variedade de tipos orto- e paraderivados representados principalmente por granulitos máficos, enderbitos, gnaisses aluminosos contendo granada, sillimanita e/ou cianita, ortognaisses tonalíticos, raros tipos ultramáficos e pequenos corpos graníticos anatóticos (leucotonalitos, trondhjemitos e granitos tipo S). Estudos tectonometamórficos apontam condições da fácies granulito com estimativas geotermobarométricas da ordem de 860 °C e 8.7 kbar (Gorayeb 1996).

Ribeiro & Alves (2017) utilizando dados aeromagnetométricos caracterizaram estruturalmente esta unidade como uma faixa com direção NE-SW representando um megasigmoide relacionados a zonas de cisalhamento transpressionais. Isto veio corroborar a compartimentação tectônica definida por Gorayeb (1996) que definiu uma zona de cisalhamento como um elemento fundamental para o entendimento da mobilidade tectônica que levou à exumação desse terreno infracrustal, confrontando-o com o terreno gnáissico do Complexo Rio dos Mangues a oeste (Fig. 3.3).

Formação Morro do Aquiles

Outra unidade litotectônica disposta solidariamente a leste do terreno de alto grau é representada por uma sucessão metavulcanossedimentar que foi individualizada como Formação Morro do Aquiles. Sua ocorrência manifesta-se através de uma faixa NE-SW que se estende dos arredores de Porto Nacional em direção à Brejinho de Nazaré que cavalga as rochas do Complexo Porto Nacional por meio de uma zona de cisalhamento (Fig. 3.3). A sequência reúne micaxistos com granada e estaurolita, quartzos micaxistos, paragnaisses aluminosos com cordierita e sillimanita, quartzitos granadíferos, xistos grafitosos, gonditos e metavulcânicas ácidas e básicas, intercalações de ortognaisses, anfíbolitos e granitoides, além de possantes veios de quartzos mineralizados a ouro. De um modo geral, as rochas apresentam tramas miloníticas, com alcance de condições metamórficas da fácies anfíbolito alto, em baixa-média-pressão (Gorayeb *et al.* 2000).

Complexo Rio dos Mangues

O Complexo Rio dos Mangues compreende uma faixa orientada na direção NNE-SSW na porção oeste da área, em que predominam ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e monzodioríticos, mais ou menos migmatizados com intercalações de gnaisses calciossilicáticos, quartzitos, gonditos, xistos feldspáticos, anfíbolitos e granitoides alongados (Fig. 3.3). No geral, as rochas encontram-se fortemente deformadas com tramas miloníticas destacáveis, refletindo a tectônica tangencial que afetou o conjunto litotectônico desta região. Datações Pb-Pb em zircão em ortognaisses entre 2,13 e 2,05 Ga foram obtidas por Arcanjo *et al.* (2013), que sugerem geração em ambiente de arco magmático acrescionário no Riachão. Fuck *et al.* (2002) apresentam idades U-Pb em zircão de ortognaisses entre 2,14 e 2,13 Ga, representando idade de cristalização dos protólitos ígneos.

Os dados estruturais e tectônicos apontam para uma tectônica colisional oblíqua que foi responsável pela exumação de terrenos infracrustais de alto grau metamórfico, relacionados com componentes de cavalgamento que projetaram essas rochas infracrustais de SE para NW, confrontando-as com terrenos gnáissicos do Complexo Rio dos Mangues (Costa *et al.* 1988, Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2017). Essa região pode ser considerada como chave para o entendimento dos processos que levaram à formação do Lineamento Transbrasiliano.

Idades-modelo Nd- T_{DM} em torno de 2,3 Ga com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de +1,9 e +3 indicam fontes crustais siderianas para estas mesmas rochas.

Formação Monte do Carmo

Esta unidade compreende uma sucessão vulcanossedimentar sem efeitos metamórficos, situada na porção leste da área, que compreende duas ocorrências na base da Serra Manoel do Carmo, nos arredores de Monte do Carmo (Fig. 3.3), delimitadas por falhas normais constituindo grábens, em contato com quartzitos dobrados do Grupo Natividade. A unidade é constituída por conglomerados polimíticos em matriz arcoseana que gradam para arenitos arcoseanos normalmente apresentando estratificação plano-paralela e cruzada. Derrames vulcânicos variam composicionalmente de riolitos, dacitos e andesitos, tipos vulcanoclásticos e tufos vítreos fluidais de composição riolítica (Gorayeb *et al.* 1992). A idade desta formação não é bem definida, de modo que Sachett *et al.* (1996) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de riolito de 2,13 Ga; e Saboia (2009) identificou duas unidades vulcânicas, uma delas do Paleoproterozoico, definida por idades U-Pb de 2086 ± 10 Ma (vulcânicas Santa Rosa), e a outra do

Neoproterozoico, interpretada pelas idades-modelo Nd-T_{DM} entre 0,80 e 1,91 Ga. Frasca *et al.* (2010) obtiveram idade de 600 Ma em cristais de zircão de andesitos.

Suíte Granítica Ipueiras

A Suíte Ipueiras, conforme definida por Chaves *et al.* (2008) reúne pelo menos quatro plútons graníticos do Paleoproterozoico denominados Ipueiras, Itália, do Carmo e Areias. Na área de estudo ocorrem apenas os dois últimos (Fig. 3.3), cujas idades Pb-Pb em zircão variam de 2,07 a 2,09 Ga. Idades-modelo Sm-Nd T_{DM} entre 2,17 e 2,19 Ga e valores positivos de εNd (t= 2,08 Ga) entre +2,26 e +2,89, sugerem contribuição mantélica para a formação desses granitos. Trata-se de granitos de caráter subalcalino, peraluminoso, com assinatura geoquímica característica de granitos do tipo A, e representam um *emplacement* tardi- a pós-orogênico, do final do evento Transamazônico.

Suíte Anortosítica Carreira Comprida

Na porção sul-sudoeste de Porto Nacional, Gorayeb (1996) identificou um plúton alongado na direção NE-SW (25 x 10 km) representado por um conjunto de rochas anortosíticas, gabroicas e seus produtos miloníticos ao qual denominou Anortosito Carreira Comprida (Fig. 3.3), que se encontra deformado e metamorfozido pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Porto Nacional. Lima *et al.* (2008) reportaram outros corpos gabroides e ultramáficos de caráter estratiforme, o que levou à hierarquização da unidade como uma suíte, reunindo os plútons Carreira Comprida, Morro da Mata, Quinze Tiros e outros plútons menores (Frasca & Araújo 2001, Ribeiro & Alves 2017).

Segundo Gorayeb (1996), o Anortosito Carreira Comprida é representado, predominantemente, por meta-anortositos de granulação grossa a extremamente grossa, com cristais lentiformes de plagioclásio de até 10 centímetros, envolvidos numa foliação milonítica anastomosada com formação de bandamento tectônico. Em trechos mais deformados, transformam-se em milonitos finos devido à forte cominuição e recristalização dinâmica acompanhado de transformações metamórficas em condições da fácies anfíbolito.

A idade atribuída ao Anortosito Carreira Comprida, com base em datação Pb-Pb em zircão por Gorayeb & Moura (2001), situa-se no Paleoproterozoico (2072±4 Ma a 2066±8 Ma). Entretanto, datações realizadas por Lima *et al.* (2008) pelo método U-Pb em zircão de gabros da intrusão Rio Crixás, apontam idades do Cambriano (526±5 Ma e 533±4 Ma). Tal discrepância leva à interpretação de se tratarem de eventos magmáticos diferentes.

Grupo Natividade

Esta unidade compreende uma sequência metassedimentar de baixo grau metamórfico, com duas faixas de ocorrência na direção NE-SW (Fig. 3.3) demarcando discordância erosiva sobre o embasamento gnáissico-granulítico e granitos da Suíte Lajeado, bem como contatos tectônicos por falhas normais. O Grupo Natividade é constituído, predominantemente, por quartzitos puros e micáceos com pequenas intercalações de ardósias e metaconglomerados, sendo que estes tendem a ocorrer na base da sequência. Na região de Natividade a sudeste da área, encontra-se uma sucessão sedimentar mais completa, com espessas camadas de metacalcários dolomíticos puros e impuros na base, seguida por quartzitos puros e micáceos e filitos. A sequência sedimentar representa ambiente marinho em margem continental. As feições estruturais principais são anticlinais e sinclinais com eixos dirigidos à NE. As rochas encontram-se dobradas em antiformes e sinformes em várias escalas, com tendência isoclinal, com eixos dirigidos à NE; e foliação incipiente de direção NE-SW, com mergulhos de 40 a 60 NW, que nos tipos pelíticos transforma-se em clivagem ardosiana (Gorayeb 1996, Gorayeb *et al.* 1988, Saboia 2009).

Suíte Granítica Lajeado

Esta unidade é representada por uma série de plútons graníticos intrusivos, alguns se destacando em dimensões batolíticas, cujos principais são representados pelos plútons Lajeado, Palmas, Matança, Aroeiras e outros corpos menores. Na área de estudo afloram apenas os corpos dos granitos Matança e Palmas (Fig. 3.3). Eles são compostos por sienogranitos, monzogranitos, quartzo monzonitos e álcali-granitos, normalmente contendo ortopiroxênio e hornblenda, alguns com texturas porfiríticas e rapakivi. Em alguns casos, como no Granito Matança e parte do Granito Palmas, encontram-se deformados ao longo de zonas de cisalhamento, transformando-os em granitos miloníticos, porfiroides com megacristais de microclina estirados e imersos em matriz milonítica (Gorayeb *et al.* 2013).

Datações Pb-Pb em zircão realizadas por Gorayeb *et al.* (2013) apontam idades do Ediacarano, com intervalo entre 0,47 a 0,55 Ga. Idades-modelo Nd- T_{DM} variam entre 1,7 e 2,1 Ga, com valores negativos de ϵ_{Nd} ($t= 0.55$ Ga) entre -10 e -13, o que indica contribuição de fontes crustais do embasamento Paleoproterozoico da porção norte da Província Tocantins. Eles são caracterizados como metaluminosos a ligeiramente peraluminosos com assinaturas de granitos do tipo A, e estão relacionados a um evento tectônico transtensional do final do Neoproterozoico.

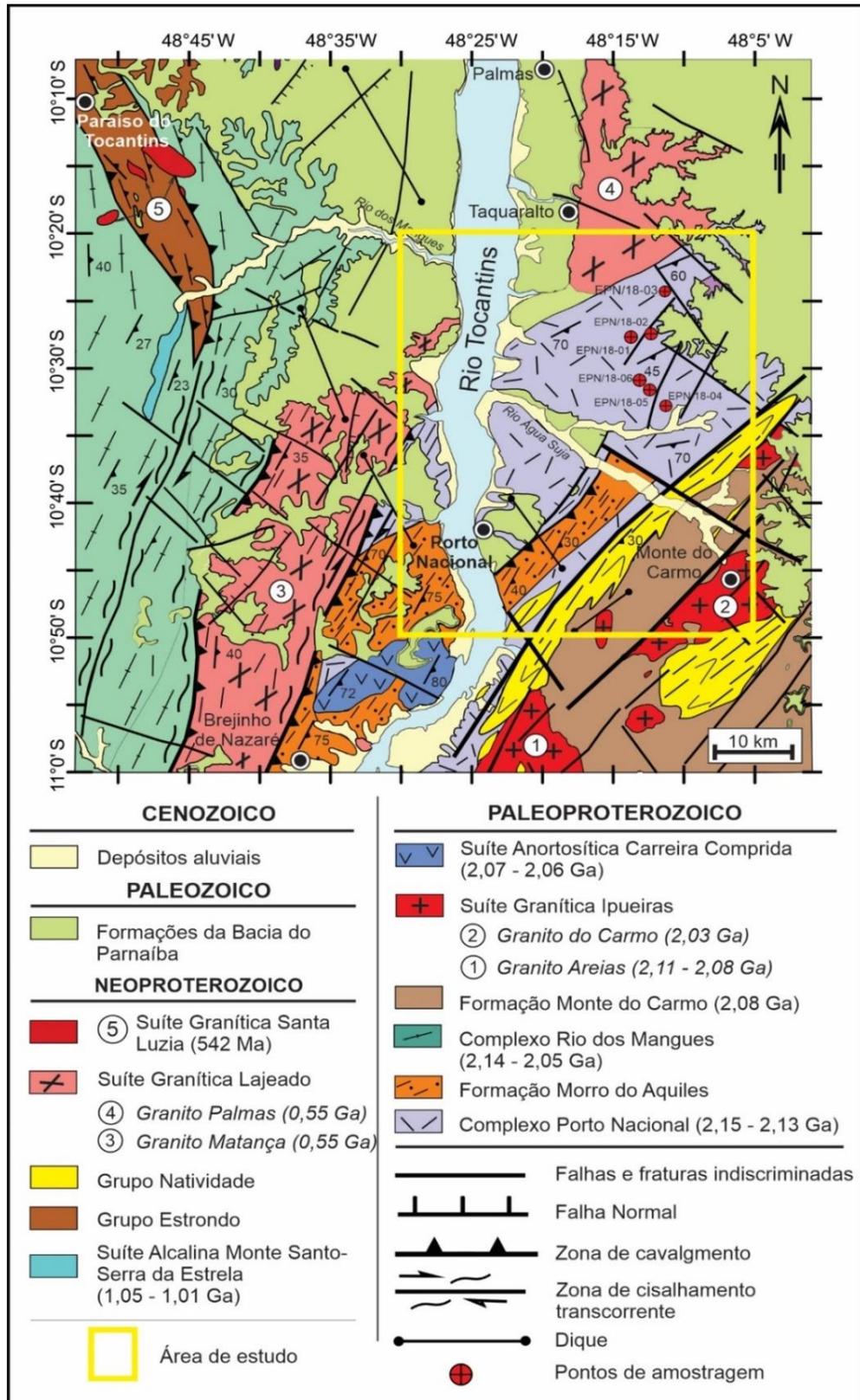


Figura 3.3 – Mapa geológico da região de Porto Nacional-Palmas, com delimitação da área de estudo e indicação dos pontos de amostragem. Elaborado a partir de Gorayeb (1996) e Ribeiro & Alves (2017).

3.5 PETROGRAFIA

Os estudos petrográficos foram realizados nos principais litotipos reconhecidos no Complexo Porto Nacional, representativos das rochas metamórficas de alto grau da área de estudo, que compreendem enderbitos (EPN/18-01, EPN/18-02A, EPN/18-02B, EPN/18-06) e sillimanita-granada gnaisses (EPN/18-04, EPN/18-05) (Figs. 3.4, 3.5, 3.6, 3.7) (Anexo A). Além dessas, outras 11 amostras provenientes do acervo do Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC/IG-UFGA) foram, complementarmente, descritas: granulitos máficos (PN-02, PN-39-A, PN-40-A, PPN-III-21A, PPN-IV-16C), enderbitos (PN-07, PN-22, PN-36) e sillimanita-granada gnaisses (PN-04, PN-20, PN-22) (Figs. 3.4, 3.5, 3.6, 3.7) (Anexo A).

3.5.1 Granulitos Máficos

Os granulitos máficos encontram-se em corpos isolados, maciços, com ocorrência nas encostas da Serra do Carmo, intercalados aos paragnaisses, sob a forma de leitos concordantes ou corpos irregulares, geralmente em contato brusco. Eles têm cor preta, granulação fina, raramente média, equigranulares, com trama isotrópica, mas podem exibir raramente uma discreta orientação mineral. No seu interior, eventualmente se encontram veios ou massas disformes, centimétricas representando mobilizados anatéticos de composição leucotonalítica (Qtz + Pl).

Ao microscópio óptico apresentam textura granoblástica poligonal (Fig. 3.4 A, B, C, D), e seus constituintes minerais principais são representados por plagioclásio cálcico (An_{71-75}) (~50%), hornblenda (30%), ortopiroxênio (10-15%), diopsídio (7-10%). Subordinadamente são identificados minerais opacos, granada e quartzo, e acessoriamente biotita, espinélio, apatita e zircão. Com base nesses dados a rocha foi classificada como hornblenda-granada granulito máfico.

Gorayeb (1996) identificou variedades petrográficas dentre os granulitos máficos tais como piroxênio granulito, hornblenda granulito e granada granulito. Segundo este autor, um aspecto textural importante diz respeito às feições simplectíticas margeando os contatos dos cristais de piroxênios ou hornblenda com o plagioclásio. Trata-se de simplectitos vermiformes constituídos de clinopiroxênio, granada, minerais opacos e quartzo. Essas feições simplectíticas representam, classicamente, uma reação entre Ca-plagioclásio e clinopiroxênio ou ortopiroxênio, decorrentes do aumento da pressão no sistema metamórfico de alto grau, levando à formação da granada e outros minerais associados, as quais são reconhecidas em complexos granulíticos de várias partes do mundo (Green & Ringwood 1967, Harley 1985, Passchier e Trouw 2005, Sandiford *et al.* 1988, Waard 1965).

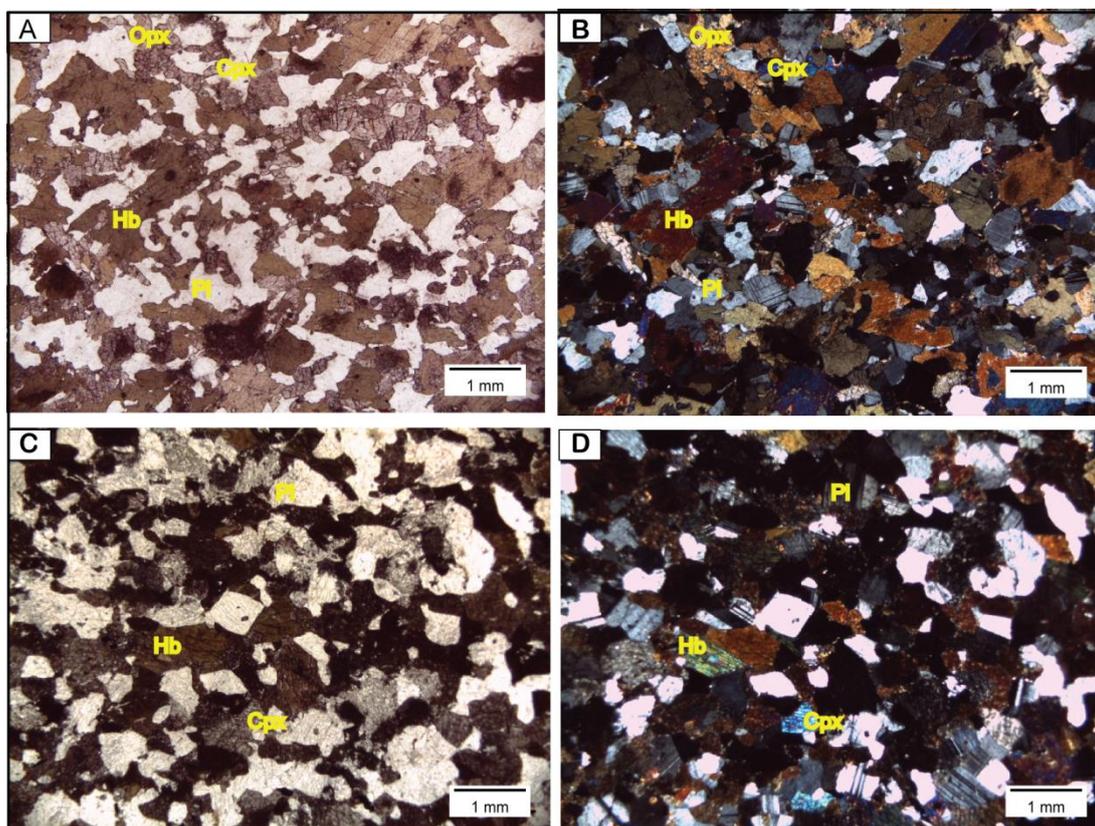


Figura 3.4 – Aspectos petrográficos dos granulitos máficos do Complexo Porto Nacional: A, B, C, D) Textura granoblástica poligonal com associação de plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Condições ópticas: A, C - nicóis paralelos; B, D - nicóis cruzados.

3.5.2 Enderbitos

Os enderbitos ocorrem associados aos granulitos máficos e também intercalados aos paragnaisses, na porção nordeste da área. Eles são individualizados por suas cores cinza escura, preto-esverdeada e cinza esverdeada, têm granulação média e localmente grossa. Apresentam orientação preferencial de minerais, principalmente nos tipos mais ricos em biotita (Fig. 3.5 A, B), em alguns casos chegando a apresentar discreto bandamento gnáissico, realçado por bandas centimétricas de mobilizados quartzo-feldspáticos.

As observações em microscopia óptica apresentam textura granoblástica poligonal (Fig. 3.5 A, B, C, D) e são constituídos por plagioclásio antiperitítico (oligoclásio-andesina, An_{28-49}) (40%), quartzo (20%), biotita (10%), diopsídio (3-5%), ortopiroxênio (7-10%) e hornblenda (5-7%), e em alguns casos, pequena quantidade de álcali-feldspato (<3%). Os minerais acessórios são zircão, apatita e minerais opacos. Com base nesses dados a rocha foi classificada como biotita enderbite.

Em outros tipos petrográficos, identificou-se textura coronítica tipo favo de mel, proveniente de reação entre plagioclásio cálcico e ortopiroxênio, contornados por cristais de

granada (Fig. 3.5 E, F). Essas rochas são constituídas por plagioclásio antiperitítico (oligoclásio-andesina, An_{28-49}) (40-50%), quartzo (20%), granada (15%), ortopiroxênio (7-10%), diopsídio (< 3%). Os minerais acessórios são zircão, apatita e minerais opacos. Com base nesses dados a rocha foi classificada como granada enderbito.

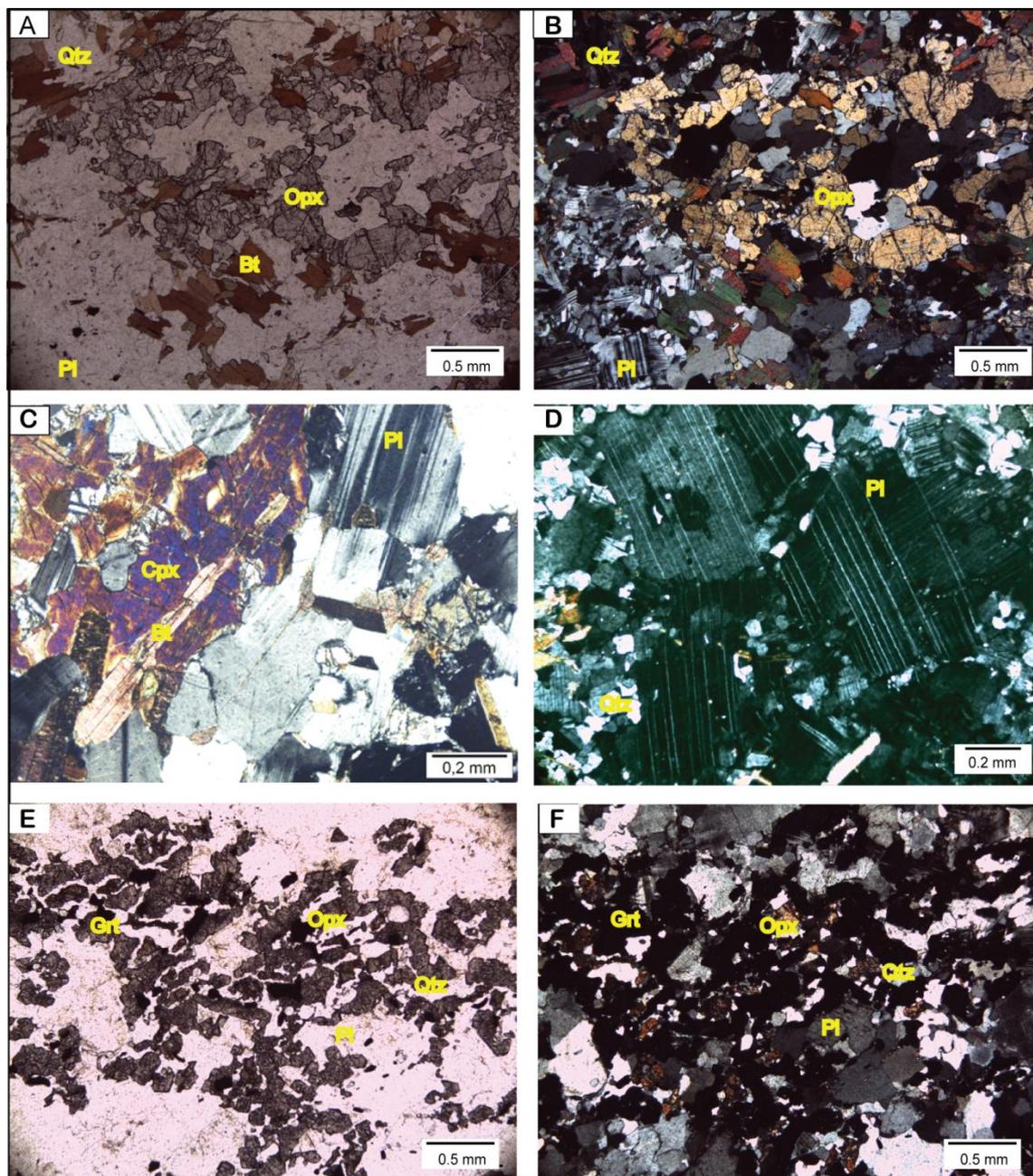


Figura 3.5 – Aspectos petrográficos dos enderbitos do Complexo Porto Nacional: A, B) Textura granoblástica poligonal com associação de ortopiroxênio, plagioclásio e cristais de biotita orientados; C) Detalhe da articulação entre plagioclásio e clinopiroxênio com lamela de biotita substituindo este último; D) Detalhe de textura granoblástica representada por cristais de plagioclásio e suas relações de contato reto; E, F) Cristais de granada nas interfaces plagioclásio, ortopiroxênio e quartzo. Condições ópticas: A, E - nicóis paralelos; B, C, D, F - nicóis cruzados.

3.5.3 Paragnaisses Aluminosos

As principais ocorrências dessas rochas situam-se nas encostas da Serra do Carmo, no nordeste da área constituindo grandes lajeiros ou sustentando pequenas colinas. Estas rochas são tipos gnáissicos fortemente bandados de coloração predominantemente marrom devido a marcante presença da granada. O bandamento é marcado pela alternância de leitos quartzo-feldspáticos com outros ricos em granada, biotita, sillimanita e/ou cianita e grafita. Essa feição estrutural é realçada pela presença de leucossomas ricos em feldspatos com granada, caracterizando estrutura estromatítica relacionada à anatexia.

Ao microscópio óptico (Fig. 3.6 A, B, C, D, E, F) predomina a textura granoblástica, entretanto, as fases minerais encontram-se orientadas, realçando uma foliação destacada pela orientação preferencial de biotita marrom avermelhada, sillimanita prismática longa e acicular, e grafita. Textura porfiroblástica é definida pela presença de cristais idioblásticos de granada de dimensões entre 0,7 a 1,0 cm.

O conteúdo mineralógico principal é definido por plagioclásio (andesina antipertítica, An_{33-44}) (30-35%), microclina pertítica (3%), quartzo (20%) e granada (15-20%), seguidos por biotita (10%), sillimanita (10%). Os minerais acessórios são cianita, grafita, monazita, zircão, rutilo, apatita, ilmenita e magnetita.

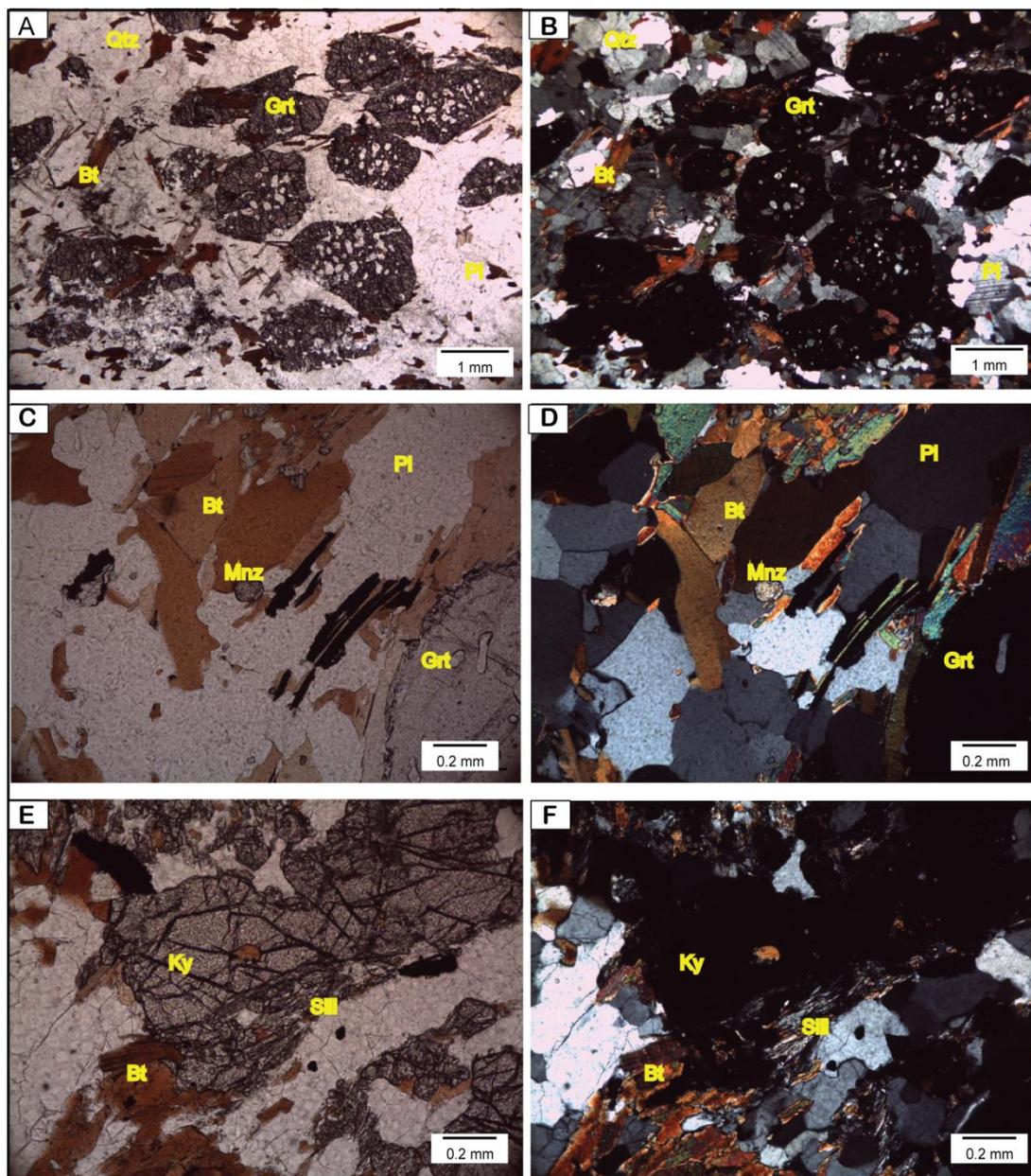


Figura 3.6 – Aspectos petrográficos dos sillimanita-granada gnaisses do Complexo Porto Nacional: A, B) Porfiroblastos de granada, associados à biotita, quartzo e plagioclásio; C, D) Detalhe destacando a foliação definida por biotita e associação com plagioclásio, monazita, granada; (E, F) Concentrado de cristais de sillimanita prismática longa e acicular orientadas definindo a foliação, margeando cianita. Condições ópticas: A, C, E - nicóis paralelos; B, D, F - nicóis cruzados.

3.6 ASPECTOS PETROLÓGICOS E METAMORFISMO

O Complexo Porto Nacional (CPN) reúne uma variedade de tipos litológicos derivados de rochas originalmente ígneas e sedimentares que foram submetidas a condições metamórficas de alto grau, preservando um registro de sua natureza de origem (Gorayeb 1996). O conjunto de rochas paraderivadas tem origem em sedimentos semipelíticos, com contribuições expressivas de pelitos e, em quantidades menores, componentes grafitosos e manganésíferos, estas últimas representadas pela Formação Morro do Aquiles, tectonicamente cavalgada no CPN. Essas rochas metassedimentares são um importante componente da crosta profunda de Porto Nacional,

implicando na formação pretérita de uma bacia de acolhimento e áreas supridoras de terrígenos com sedimentação química e vulcanismo exalativo (Gorayeb 1996). A outra parte guarda características comparáveis a séries magmáticas toleíticas e cálcico-alcálicas representantes de ambiente de arco magmático (Gorayeb 1996).

As condições petrogenéticas do metamorfismo da área, conforme as paragêneses minerais indicada na Tabela 3.1, e aspectos texturais, permitem considerar três terrenos metamórficos distintos estabelecidos em condições de médio e alto grau, que coexistem lado a lado, tectonicamente cavalgados, e representam diferentes níveis crustais no Paleoproterozoico (Gorayeb 1996).

Tabela 3.1 – Paragêneses minerais metamórficas das rochas da região de Porto Nacional-Paraíso do Tocantins, compiladas de Gorayeb (1996). Abreviaturas de acordo com Fettes & Desmons (2008).

Litotipo	Paragêneses
Complexo Porto Nacional	
Granulitos Máficos	Opx + Cpx + Pl ± Hbl
	Opx + Cpx + Hbl + Pl(An ₇₁₋₇₅) ± Bt
	Opx + Cpx ± Hbl ± Bt + Grt + Pl(An ₇₁₋₇₅) ± Qtz ± Scp
	Hbl ± Bt + Pl + Grt + Spn
Enderbitos	Opx + Cpx + Bt + Pl antip. (An ₂₈₋₄₉) ± Afs + Qtz
	Opx + Cpx + Hbl + Pl antip. ± Grt + Qtz
Gnaisses Aluminosos	Sil + Grt + Bt + Pl antip. (An ₃₃₋₄₀) + Qtz + Grf + Rt
	Ky + Grt + Bt + Pl antip. + Afs + Qtz ± Grf + Rt
	Sil + Ky + Bt + Pl antip. + Qtz ± Grt
Formação Morro do Aquiles	
Paragnaisses	Sil + Crd + Grt + Bt + Pl (An ₄₀) + Qtz
	Sil + And + Str + Grt ± Bt + Pl ± Afs + Qtz + Rt
Anfibolito	Cpx + Hbl ± Grt + Pl (An ₃₇₋₄₃) ± Qtz + Ttn
Complexo Rio dos Mangues	
Gnaisse tonalítico	Pl (An ₂₈₋₃₈) ± Afs + Qtz + Hbl ± Bt + Ttn
Gnaisse Cálcio-Silicático	Pl (An ₂₆₋₃₂) + Afs + Qtz + Cpx + Hbl ± Grt ± Scp ± Cb + Ttn
Anfibolito	Pl (An ₃₈₋₄₉) ± Qtz ± Cpx + Hbl + Bt + Ttn

Os minerais constituintes, associações minerais e texturais, a forma dos cristais e relações de contato entre eles são as características descritas e identificadas em granulitos máficos, em enderbitos e em sillimanita-granada gnaisses, que possibilitaram destacar algumas das fases

metamórficas ocorrentes na área de estudo, como o decréscimo de temperatura e aumento de pressão ainda em fácies granulito, metamorfismo regressivo e reações de hidratação, e tramas de equilíbrio em alto grau (Gorayeb 1996).

No hornblenda-granada granulito máfico descrito, a associação entre os minerais constituintes mostra textura granoblástica poligonal (Figs. 3.4 A, B, C, D), e usualmente apresenta simplectitos vermiformes de granada-clinopiroxênio-quartzo ou coroas de simplectitos de granada, formados por reações parciais ou incompletas entre o plagioclásio cálcico + ortopiroxênio (Figs. 3.7 A, B). Isso representa um reequilíbrio metamórfico tardio, após o evento tectono-metamórfico, com mudança de posicionamento crustal, decréscimo de temperatura e aumento de pressão, ainda em fácies granulito (Gorayeb 1996).

Na associação mineral de enderbitos, biotita ou hornblenda, ocorrem substituindo margens, clivagens ou fissuras de cristais de ortopiroxênio (Figs. 3.5 A, B; 3.7 C, D) ou diopsídio (Fig. 3.5 C), indicando um desequilíbrio metamórfico. A textura granoblástica característica está representada em detalhe por contatos retos entre cristais de plagioclásio (Fig. 3.5 D). Esses dados estão de acordo com Gorayeb (1996), que descreve o desequilíbrio devido à ação de fases fluídas, com reações de hidratação, durante o metamorfismo regressivo da fácies granulito para fácies anfibolito superior, tardiamente, relacionado a exumação do terreno granulítico.

Nos sillimanita-granada gnaisses coexiste em equilíbrio os cristais sillimanita, cianita granada, biotita, microclina, plagioclásio antipertítico (Fig. 3.6 A, B, C, D, E, F). Nesta paragênese, as feições migmatíticas presentes nessas rochas permite interpretar condições metamórficas de pico em temperatura alta e pressão média-alta, na fácies granulito inferior, atingindo a anatexia. A presença de monazita em paragneisses aluminosos também é um importante mineral indicador de alto grau metamórfico, e se mostra bastante útil para datação de eventos metamórficos de alta temperatura e pressão (Parrish 1990).

Nestas rochas, os porfiroblastos de granada estão comumente contornados por uma foliação definida por cristais de prismáticos de sillimanita ou de biotita orientados preferencialmente, juntamente com quartzo alongado (Figs. 3.7 E, F), demonstrando o equilíbrio em condições de temperatura elevada acompanhando a deformação. Além disso, a presença da sillimanita acicular é indicadora de um metamorfismo regressivo, com crescimento tardio, durante a fase de arrefecimento termal, regionalmente, relacionada à fase tectônica mais evoluida (Gorayeb 1996).

Ainda segundo Gorayeb (1996), as associações mineralógicas constituintes das rochas acima citadas, inclusive estudos de geotermobarometria, são indicativos de metamorfismo de alto grau, em condições da fácies granulito, com pico metamórfico alcançando temperatura de 850 °C e pressão de 8 kbar.

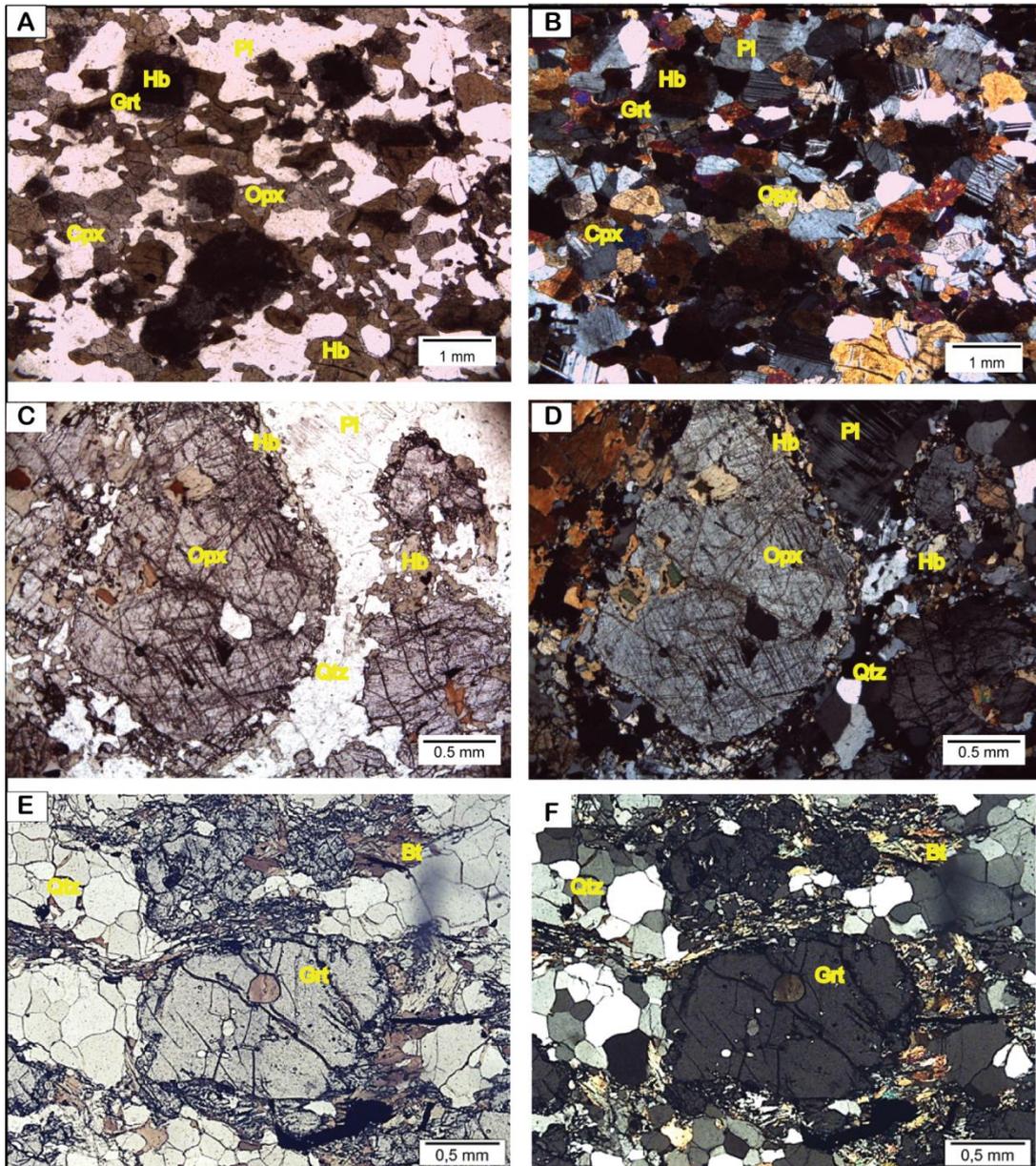


Figura 3.7 – Aspectos petrográficos e metamórficos dos granulitos máficos (A e B), dos enderbites (C e D) e dos sillimanita-granada gnaisses (E e F) do Complexo Porto Nacional: A, B) Detalhe da textura de reação entre ortopiroxênio e plagioclásio gerando coroas de simplectitos de granada; C, D) Textura granoblástica destacando ortopiroxênio e coroa de reação de formação de hornblenda; E, F) Cristais lamelares de biotita orientados definindo a foliação, contornando porfiroblasto de granada, e contatos retos entre cristais de quartzo. Condições ópticas: A, C, E - nicóis paralelos; B, D, F - nicóis cruzados.

3.7 GEOCROLOGIA U-Pb e Lu-Hf

Os dados geocronológicos e isotópicos U-Pb e Lu-Hf foram obtidos em cristais de zircão de enderbitos (amostras EPN/18-01 e EPN/18-02A) e os dados geocronológicos U-Pb em cristais de monazita de sillimanita-granada gnaisses (amostras EPN/18-04 e EPN/18-05), escolhidos a partir das imagens de CL (Fig. 3.8) e BSE (Fig. 3.10), respectivamente. Os dados analíticos em zircão dos ortogranulitos estão indicados nas tabelas 3.2 e 3.3, e plotados em diagramas concórdia e idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Fig. 3.9). Os resultados analíticos U-Pb dos cristais de monazita estão indicados na Tabela 3.4 e plotados em diagramas (Fig. 3.11).

As análises pontuais Lu-Hf foram realizadas no mesmo domínio do cristal de zircão analisado por U-Pb (Fig. 3.8 e Tab. 3.5), e os valores utilizados para a obtenção de resultados Lu-Hf foram a idade de cristalização da amostra EPN/18-02A e as idades médias ponderadas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos pontos concordantes da amostra. Estes dados foram plotados em diagrama $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus Idade (Ma) (Fig. 3.12).

Os pontos analisados em cristais de monazita estão indicados na Tabela 3.4 e plotados em diagramas (Fig. 3.11).

Destaca-se que para as análises pontuais de zircão e de monazita, os elevados valores de Pb comum não estão incluídos nas tabelas 3.2, 3.3 e 3.4 e, portanto, não foram utilizados nos cálculos das idades.

3.7.1 Geocronologia U-Pb em zircão dos enderbitos

Os cristais de zircão visualizados em imagens de catodoluminescência (CL/MEV) (Fig. 3.8) constituem prismas alongados, bem formados, normalmente euédricos ou subédricos, e foram agrupados em dois tipos: (I) cristais prismáticos longos com contornos irregulares, homogêneos, sem observação de zoneamento oscilatório (EPN/18-01); (II) cristais prismáticos curtos com tonalidade mais clara, sugerindo sobrecrecimento metamórfico (EPN/18-02A).

Os cristais de zircão das amostras EPN/18-01 e EPN/18-02A de enderbitos indicaram razões Th/U de 0,04 – 0,95 e 0,01 – 1,15, respectivamente, compatível com valores definidos para cristais de zircão metamórficos e magmáticos, conforme reportado por Hoskin & Black (2000) e Rubatto (2002).

Os resultados analíticos dos cristais de zircão do enderbito da amostra EPN/18-01 mostraram padrões complexos em que 45 grãos subconcordantes, sugestivos de enriquecimento em urânio, apresentam uma linha de discórdia que resultou na idade de intercepto superior de

2057 ± 16 Ma com MSWD = 1,06, no entanto com pontos situados acima da concórdia. Para mais segurança analítica se considerou a idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que resultou em 2089 ± 5 Ma com MSWD = 0,75 (Fig. 3.9A e Tab. 3.2).

No caso da amostra EPN/18-02A foram analisados 40 cristais de zircão, dos quais 37 são do núcleo e 17 da borda, e esses cristais mostram padrão menos complexo (enriquecidos em U) resultando na idade de intercepto superior no núcleo de 2135 ± 15 Ma com MSWD = 2,4. Contudo, somente 12 cristais definiram uma idade concórdia de 2166,1 ± 4,5 Ma com MSWD = 3,1, e 20 cristais definiram idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2161,8 ± 9 Ma com MSWD = 0,88. Análises das bordas dos 17 cristais de zircão indicaram idade de intercepto superior de 2094 ± 10 Ma com MSWD = 0,34, contudo 10 cristais definiram idade concórdia de 2094,2 ± 4,4 Ma com MSWD = 0,11 e 15 cristais forneceram idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2097,7 ± 3,4 Ma com MSWD = 0,5 (Figs. 3.9B, 3.9C e Tab. 3.3).

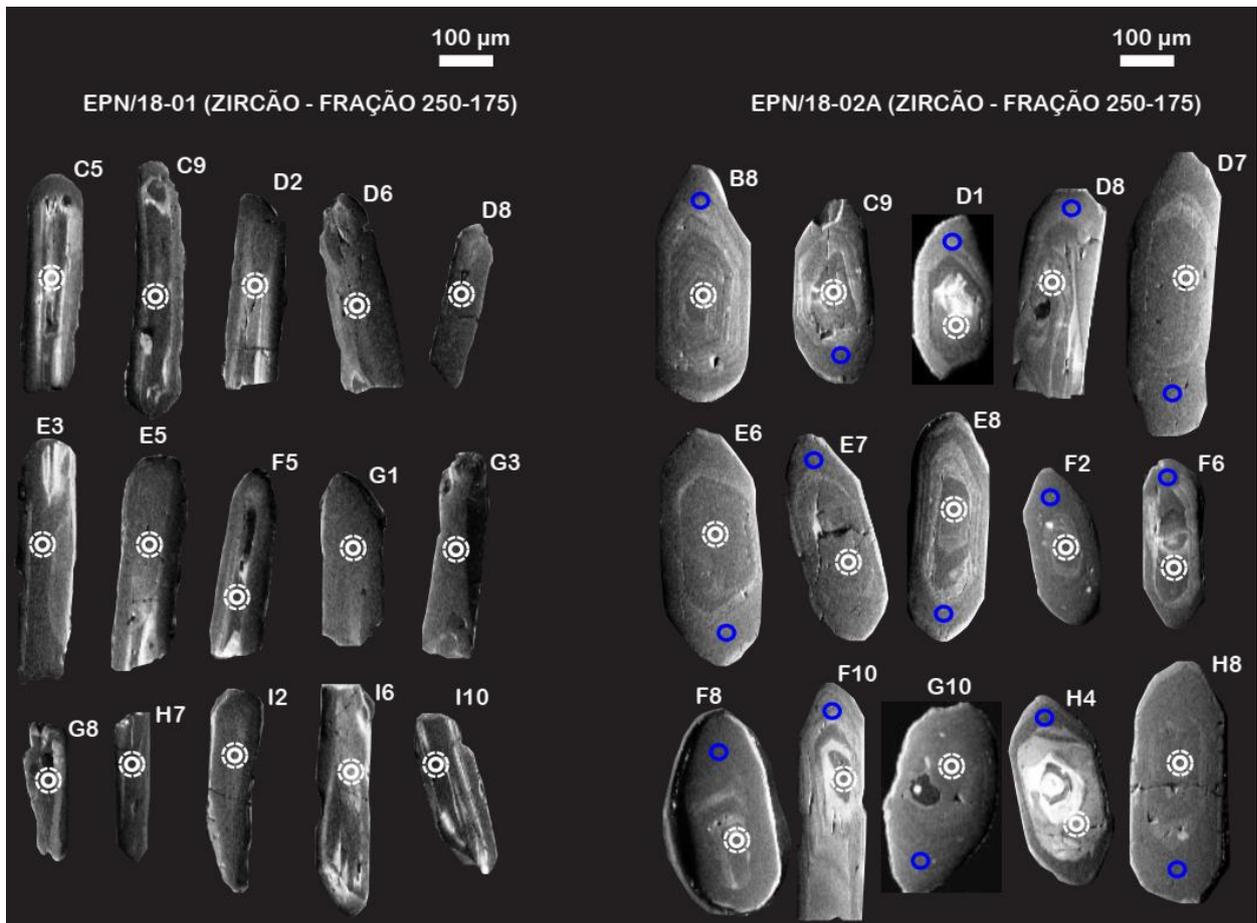


Figura 3.8 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por CL/MEV de cristais de zircão dos enderbitos das amostras EPN/18-01 e EPN/18-02A da fração granulométrica 250-175 μm. Os círculos menores (diâmetro 25 μm, branco e azul) representam os *spots* das análises pontuais U-Pb, e os círculos maiores tracejados (diâmetro 50 μm) os *spots* das análises pontuais Lu-Hf.

Tabela 3.2 – Dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS para enderbitto (amostra EPN/18-01).

Spot	f_{206}^a (%)	U ppm	Pb ppm	Th ppm	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ abs	Conc. (%) 6/8-7/5
C2	0.06	304	143	149	0.49	7.46	1.37	0.42	1.02	0.75	0.13	0.91	2256	23	2168	30	2085	19	104
C3	0.02	442	267	124	0.28	7.31	2.01	0.41	1.69	0.84	0.13	1.09	2201	37	2150	43	2101	23	102
C5	0.12	158	70	39	0.25	7.23	1.67	0.41	1.26	0.75	0.13	1.10	2209	28	2140	36	2074	23	103
B5	0.08	269	150	159	0.59	7.78	1.81	0.43	1.54	0.85	0.13	0.94	2308	36	2205	40	2111	20	105
D2	0.10	190	75	42	0.22	7.06	1.92	0.40	1.65	0.86	0.13	0.97	2156	36	2118	41	2082	20	102
G3	0.07	734	115	28	0.04	6.83	1.02	0.39	0.53	0.53	0.13	0.86	2120	11	2090	21	2060	18	101
F5	0.15	497	241	308	0.62	7.12	1.12	0.40	0.66	0.59	0.13	0.90	2155	14	2126	24	2098	19	101
D8	0.07	230	87	30	0.13	6.96	1.74	0.39	1.45	0.83	0.13	0.96	2142	31	2106	37	2071	20	102
D3	0.03	376	186	219	0.59	7.43	1.25	0.42	0.79	0.63	0.13	0.97	2253	18	2165	27	2082	20	104
E3	0.02	627	331	546	0.88	7.36	1.56	0.41	1.10	0.71	0.13	1.10	2223	25	2156	34	2092	23	103
E5	0.11	280	119	88	0.32	7.29	1.26	0.41	0.75	0.60	0.13	1.01	2222	17	2147	27	2076	21	103
F2	0.13	122	62	44	0.36	7.25	1.48	0.41	1.05	0.71	0.13	1.05	2204	23	2142	32	2084	22	103
F4	0.12	308	128	158	0.52	7.20	1.63	0.41	1.38	0.84	0.13	0.87	2204	30	2137	35	2073	18	103
G1	0.05	519	196	35	0.07	7.09	1.27	0.39	0.93	0.73	0.13	0.87	2142	20	2123	27	2105	18	101
G4	0.15	176	93	27	0.16	7.65	1.03	0.43	0.60	0.58	0.13	0.84	2288	14	2191	23	2101	18	104
H2	0.08	357	147	77	0.22	7.42	1.15	0.41	0.84	0.73	0.13	0.78	2235	19	2164	25	2097	16	103
H3	0.11	588	273	282	0.48	7.70	1.21	0.43	0.92	0.77	0.13	0.77	2302	21	2196	26	2099	16	105
I1	0.06	258	117	114	0.45	7.18	1.08	0.40	0.68	0.63	0.13	0.83	2177	15	2134	23	2093	17	102
I2	0.05	330	148	43	0.13	7.05	1.00	0.40	0.49	0.49	0.13	0.87	2173	11	2117	21	2063	18	103
I5	0.03	480	244	378	0.79	7.61	1.16	0.43	0.89	0.77	0.13	0.74	2284	20	2186	25	2096	15	104
I6	0.07	274	110	89	0.33	6.76	1.39	0.38	1.14	0.82	0.13	0.80	2097	24	2081	29	2065	16	101
I7	0.04	389	171	151	0.39	7.28	1.43	0.41	1.24	0.87	0.13	0.71	2233	28	2146	31	2065	15	104
I8	0.08	212	93	88	0.42	7.31	1.11	0.41	0.78	0.70	0.13	0.79	2207	17	2150	24	2095	16	103
I9	0.17	130	60	61	0.48	7.50	1.52	0.42	1.28	0.85	0.13	0.81	2277	29	2173	33	2076	17	105
H10	0.06	296	123	114	0.39	7.56	1.61	0.43	1.27	0.79	0.13	0.99	2295	29	2180	35	2074	21	105
H9	0.03	472	254	419	0.89	7.85	1.29	0.44	1.06	0.82	0.13	0.74	2332	25	2213	29	2105	16	105
H8	0.13	151	82	38	0.25	8.23	1.30	0.46	1.08	0.83	0.13	0.72	2437	26	2256	29	2096	15	108
H7	0.07	454	202	73	0.16	7.22	1.56	0.41	1.32	0.85	0.13	0.83	2216	29	2138	33	2064	17	104
G6	0.03	590	334	558	0.95	7.73	1.67	0.43	1.44	0.87	0.13	0.83	2307	33	2200	37	2101	18	105
G8	0.08	267	139	124	0.47	7.60	1.39	0.42	1.12	0.81	0.13	0.82	2276	25	2185	30	2101	17	104
G9	0.07	333	173	119	0.36	7.46	1.88	0.41	1.73	0.92	0.13	0.76	2228	38	2168	41	2112	16	103
G10	0.08	238	121	96	0.41	7.98	1.09	0.44	0.76	0.69	0.13	0.79	2362	18	2228	24	2108	17	106
F10	0.10	195	95	71	0.37	8.20	1.26	0.46	1.00	0.79	0.13	0.77	2421	24	2254	28	2105	16	107
F7	0.17	259	106	66	0.26	7.48	1.09	0.42	0.71	0.66	0.13	0.82	2272	16	2171	24	2077	17	105
E6	0.06	514	284	477	0.94	7.71	1.12	0.43	0.85	0.76	0.13	0.73	2316	20	2197	25	2089	15	105
D6	0.06	315	144	128	0.41	7.63	1.14	0.43	0.63	0.55	0.13	0.95	2291	14	2189	25	2095	20	105
C6	0.05	250	130	139	0.56	7.85	1.07	0.44	0.65	0.61	0.13	0.84	2329	15	2214	24	2110	18	105
D7	0.08	343	154	97	0.28	7.97	1.35	0.44	0.93	0.69	0.13	0.98	2362	22	2228	30	2106	21	106
D10	0.03	512	224	172	0.34	7.64	1.07	0.42	0.51	0.47	0.13	0.94	2275	12	2189	23	2110	20	104
C9	0.07	301	136	146	0.49	7.17	1.13	0.41	0.78	0.69	0.13	0.82	2197	17	2133	24	2073	17	103
C8	0.09	159	77	55	0.35	7.51	1.88	0.42	1.57	0.83	0.13	1.04	2269	36	2174	41	2086	22	104
B6	0.05	338	169	198	0.59	7.58	1.18	0.42	0.63	0.53	0.13	1.00	2281	14	2183	26	2092	21	104
I10	0.05	263	129	28	0.11	6.75	1.20	0.39	0.85	0.71	0.13	0.84	2108	18	2080	25	2051	17	101
E1	0.03	506	245	299	0.59	7.08	1.53	0.41	1.03	0.67	0.13	1.14	2207	23	2121	33	2039	23	104
C10	0.07	382	195	260	0.68	7.13	1.35	0.41	0.98	0.72	0.13	0.93	2227	22	2127	29	2032	19	105
B8 x	0.10	214	121	27	0.13	7.72	2.59	0.43	2.38	0.92	0.13	1.01	2293	55	2200	57	2113	21	104
H1 x	0.10	675	300	86	0.13	7.35	3.49	0.42	3.27	0.94	0.13	1.22	2255	74	2155	75	2060	25	105
F5 x	1.07	289	159	27	0.09	8.62	1.36	0.49	0.43	0.31	0.13	1.29	2549	11	2299	31	2083	27	111

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

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

Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$. x = zircons excluded from the calculation of age.

Tabela 3.3 – Dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por LA-ICP-MS para enderbito (amostra EPN/18-02A).

Spot	f_{206}^a (%)	U ppm	Pb ppm	Th ppm	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ abs	Conc. (%) 6/8-7/5
A3 c	0.02	480	191	9	0.02	7.256	0.88	0.393	0.19	0.22	0.1339	0.86	2138	4	2143	19	2149	18	100
A4 c	0.10	195	90	92	0.48	7.919	2.03	0.430	1.73	0.85	0.1334	1.06	2308	40	2222	45	2144	23	104
A6 c	0.02	586	259	53	0.09	7.529	0.91	0.408	0.56	0.62	0.1338	0.72	2207	12	2176	20	2148	15	101
A5 c	0.33	196	116	201	1.03	7.984	2.80	0.442	2.60	0.93	0.1310	1.04	2359	61	2229	62	2112	22	106
A9 c	0.17	1150	409	193	0.17	6.479	3.19	0.363	1.73	0.54	0.1294	2.68	1997	34	2043	65	2090	56	98
B1 c	0.02	641	251	39	0.06	7.876	1.37	0.434	1.04	0.76	0.1318	0.89	2321	24	2217	30	2122	19	105
B7 c	0.07	431	183	51	0.12	7.945	1.31	0.436	0.83	0.63	0.1323	1.01	2331	19	2225	29	2128	21	105
B5 c	0.12	204	93	78	0.38	7.513	1.88	0.419	1.62	0.87	0.1299	0.94	2258	37	2175	41	2096	20	104
B9 c	0.12	220	89	55	0.25	7.683	1.60	0.428	1.31	0.82	0.1303	0.93	2295	30	2195	35	2102	19	105
C2 c	0.02	443	196	40	0.09	7.391	0.52	0.405	0.23	0.44	0.1325	0.47	2191	5	2160	11	2131	10	101
D2 c	0.38	226	117	114	0.51	8.090	1.41	0.431	1.16	0.82	0.1362	0.81	2309	27	2241	32	2180	18	103
D6 c	0.23	864	416	243	0.28	7.484	4.47	0.421	1.78	0.40	0.1289	4.11	2266	40	2171	97	2083	85	104
D1 c	0.25	61	35	70	1.15	7.882	2.09	0.415	1.51	0.72	0.1377	1.44	2239	34	2218	46	2198	32	101
E5 c	0.10	652	292	94	0.14	7.547	1.63	0.414	1.53	0.94	0.1322	0.55	2233	34	2179	35	2128	12	103
D4 c	0.13	754	349	155	0.21	7.433	2.00	0.410	1.89	0.95	0.1315	0.65	2215	42	2165	43	2118	14	102
C10 c	0.14	580	253	43	0.07	7.399	2.70	0.408	1.23	0.45	0.1316	2.41	2204	27	2161	58	2120	51	102
B8 * c	0.23	270	123	87	0.32	7.486	1.34	0.400	0.25	0.19	0.1357	1.32	2170	5	2171	29	2173	29	100
C9 * c	0.38	443	170	215	0.49	7.549	2.12	0.409	1.86	0.88	0.1337	1.02	2212	41	2179	46	2148	22	102
D8 * c	0.32	181	72	10	0.06	7.222	3.16	0.404	1.68	0.53	0.1354	1.67	2189	37	2139	68	2169	36	102
D10 * c	0.01	325	138	24	0.07	7.447	0.82	0.401	0.22	0.27	0.1346	0.79	2175	5	2167	18	2159	17	100
E6 * c	0.05	871	389	210	0.24	7.422	1.17	0.401	0.88	0.75	0.1342	0.77	2174	19	2164	25	2154	17	100
E7 * c	0.45	247	125	42	0.17	7.246	3.12	0.400	1.24	0.40	0.1313	2.86	2170	27	2142	67	2115	60	101
E8 * c	0.05	380	169	44	0.12	7.374	2.41	0.399	1.36	0.56	0.1341	1.99	2163	29	2158	52	2153	43	100
F8 * c	0.21	188	83	40	0.21	7.400	2.04	0.399	1.59	0.78	0.1313	1.27	2107	34	2111	43	2116	27	100
F10 * c	0.21	368	256	36	0.10	7.244	1.40	0.401	1.03	0.73	0.1309	0.95	2175	22	2142	30	2111	20	102
H4 * c	0.12	648	298	37	0.06	7.636	1.77	0.402	1.59	0.89	0.1376	0.79	2180	35	2189	39	2198	17	100
H8 * c	0.10	1039	455	88	0.09	7.470	1.44	0.399	0.89	0.62	0.1356	1.13	2167	19	2169	31	2172	25	100
A10 * c	0.04	629	269	55	0.09	7.279	1.23	0.398	0.20	0.16	0.1326	1.21	2161	4	2146	26	2132	26	101
F2 c	0.01	458	198	32	0.07	7.707	3.65	0.411	0.46	0.13	0.1361	1.76	2218	10	2197	80	2178	38	101
F6 c	0.08	248	119	55	0.22	7.582	1.95	0.413	1.76	0.90	0.1330	0.85	2230	39	2183	43	2138	18	102
D7 c	0.80	72	39	19	0.27	7.338	2.44	0.398	1.84	0.75	0.1336	1.61	2162	40	2153	53	2145	35	100
G10 c	0.06	384	171	117	0.31	7.238	1.03	0.384	0.71	0.69	0.1368	0.75	2093	15	2141	22	2188	16	98
G3 c	0.14	733	286	51	0.07	6.549	1.68	0.363	1.32	0.78	0.1308	1.04	1997	26	2053	34	2108	22	97
H6 c	0.10	948	425	51	0.05	7.098	0.81	0.388	0.31	0.38	0.1326	0.75	2115	7	2124	17	2132	16	100
H10 c	0.12	809	330	92	0.11	6.991	1.47	0.381	1.22	0.83	0.1332	0.83	2080	25	2110	31	2140	18	99
I3 c	0.05	443	214	232	0.52	7.490	0.78	0.406	0.35	0.45	0.1338	0.69	2196	8	2172	17	2149	15	101
J7 c	0.25	29	15	8	0.29	8.135	2.20	0.435	0.71	0.32	0.1358	0.84	2326	17	2246	49	2174	18	104
D8 * r	0.04	639	257	58	0.09	6.854	1.29	0.384	0.58	0.45	0.1296	0.28	2093	12	2093	27	2093	6	100
E8 * r	0.05	473	182	41	0.09	6.952	2.43	0.388	1.17	0.48	0.1300	0.34	2112	25	2105	51	2099	7	100
D7 * r	0.31	191	83	47	0.25	6.910	0.88	0.385	0.27	0.30	0.1305	0.35	2098	6	2100	19	2105	7	100
F6 * r	0.05	790	282	70	0.09	6.833	1.18	0.381	0.48	0.40	0.1299	0.35	2083	10	2090	25	2097	7	100
F10 * r	0.28	379	227	39	0.10	6.873	0.90	0.384	0.26	0.28	0.1299	0.37	2094	5	2095	19	2096	8	100
H4 * r	0.11	539	205	23	0.04	6.874	1.65	0.384	0.75	0.46	0.1299	0.34	2094	16	2095	34	2097	7	100
D1 * r	0.04	429	180	30	0.07	6.860	0.89	0.384	0.30	0.34	0.1298	0.33	2093	6	2094	19	2095	7	100
H8 * r	0.22	878	325	25	0.03	6.857	0.82	0.383	0.34	0.41	0.1321	0.25	2092	7	2093	9	2094	5	100
F2 * r	0.01	847	337	65	0.08	6.872	1.13	0.384	0.47	0.42	0.1299	0.31	2094	10	2095	24	2096	7	100
B1 * r	0.04	411	196	39	0.09	6.877	1.14	0.384	0.56	0.49	0.1300	0.19	2095	26	2096	25	2099	4	100
C4 r	0.05	1285	562	44	0.03	7.692	1.06	0.430	0.53	0.50	0.1297	0.78	2306	12	2196	23	2094	16	105
F8 r	0.06	440	198	28	0.06	7.171	1.52	0.401	0.68	0.45	0.1296	0.34	2175	15	2133	32	2092	7	102
E7 r	0.07	880	351	11	0.01	7.090	1.24	0.395	0.52	0.42	0.1301	0.35	2146	11	2123	26	2100	7	101
G10 r	0.07	515	280	114	0.22	7.353	1.80	0.406	0.47	0.26	0.1313	0.77	2198	10	2155	39	2115	16	102
E6 r	0.46	121	57	25	0.21	7.939	1.16	0.440	0.46	0.40	0.1309	0.35	2350	11	2224	26	2110	7	106
C10 r	0.30	660	265	33	0.05	7.044	1.57	0.403	0.85	0.55	0.1268	1.31	2182	19	2117	33	2055	27	103
B8 r	0.41	195	72	16	0.08	5.851	2.32	0.334	1.11	0.48	0.1272	0.32	1856	21	1954	45	2060	7	95

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

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon. * Concordia Age, c = core, r = rim.

Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$

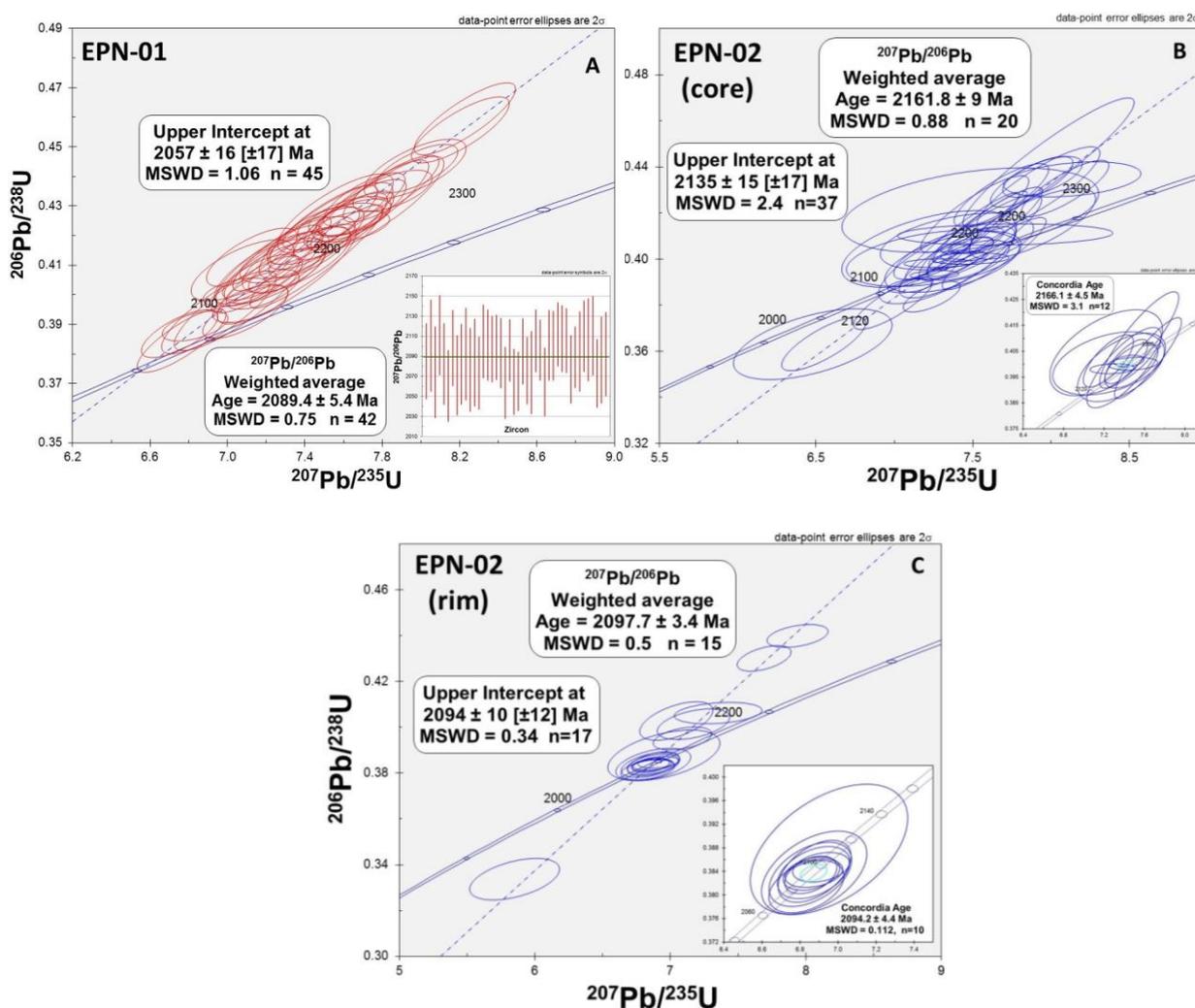


Figura 3.9 – Diagramas concórdia U-Pb em zircão de enderbitos: A) Amostra EPN/18-01; B, C) Amostra EPN/18-02A (núcleo e borda) mostrando a idade de intercepto superior, idade em média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e diagrama concórdia, respectivamente.

3.7.2 Geocronologia U-Pb em monazita de paragneisse

Duas amostras de sillimanita-granada gnaiss (EPN/18-04, EPN/18-05), coletadas próximas aos enderbitos foram selecionadas para análise U-Pb em monazita para definir a idade de metamorfismo do Complexo Porto Nacional.

As imagens por BSE em MEV mostram grãos representativos dos cristais analisados, os quais apresentam características similares, com formatos subarredondados ou arredondados, límpidos e homogêneos, sem qualquer estruturação interna (Fig. 3.10).

Vinte e oito grãos de monazita selecionados da fração granulométrica 250-175 μm da amostra EPN/18-04 foram analisados e os resultados são apresentados na Tabela 3.4. Os dados isotópicos permitiram calcular a linha de discórdia com 24 grãos, que resultou na idade de intercepto superior de 2097 ± 5 Ma com MSWD = 1,4, e a idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

obtida de 2096 ± 5 Ma com $MSWD = 0,97$. Contudo, somente 10 cristais de monazita definiram idade concórdia mais precisa de 2096 ± 10 Ma com $MSWD = 1,4$ (Fig. 3.11A e Tab. 3.4).

Para a segunda amostra (EPN/18-05), 29 grãos de monazita da fração granulométrica 250-175 μm foram selecionados para o cálculo da linha discórdia que forneceu idade de intercepto superior de 2102 ± 7 Ma com $MSWD = 0,33$ e uma idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2102 ± 6 Ma com $MSWD = 0,22$. Porém, somente 18 cristais de monazita forneceram idade concórdia de 2106 ± 8 Ma com $MSWD = 3,4$ (Fig. 3.11B e Tab. 3.4).

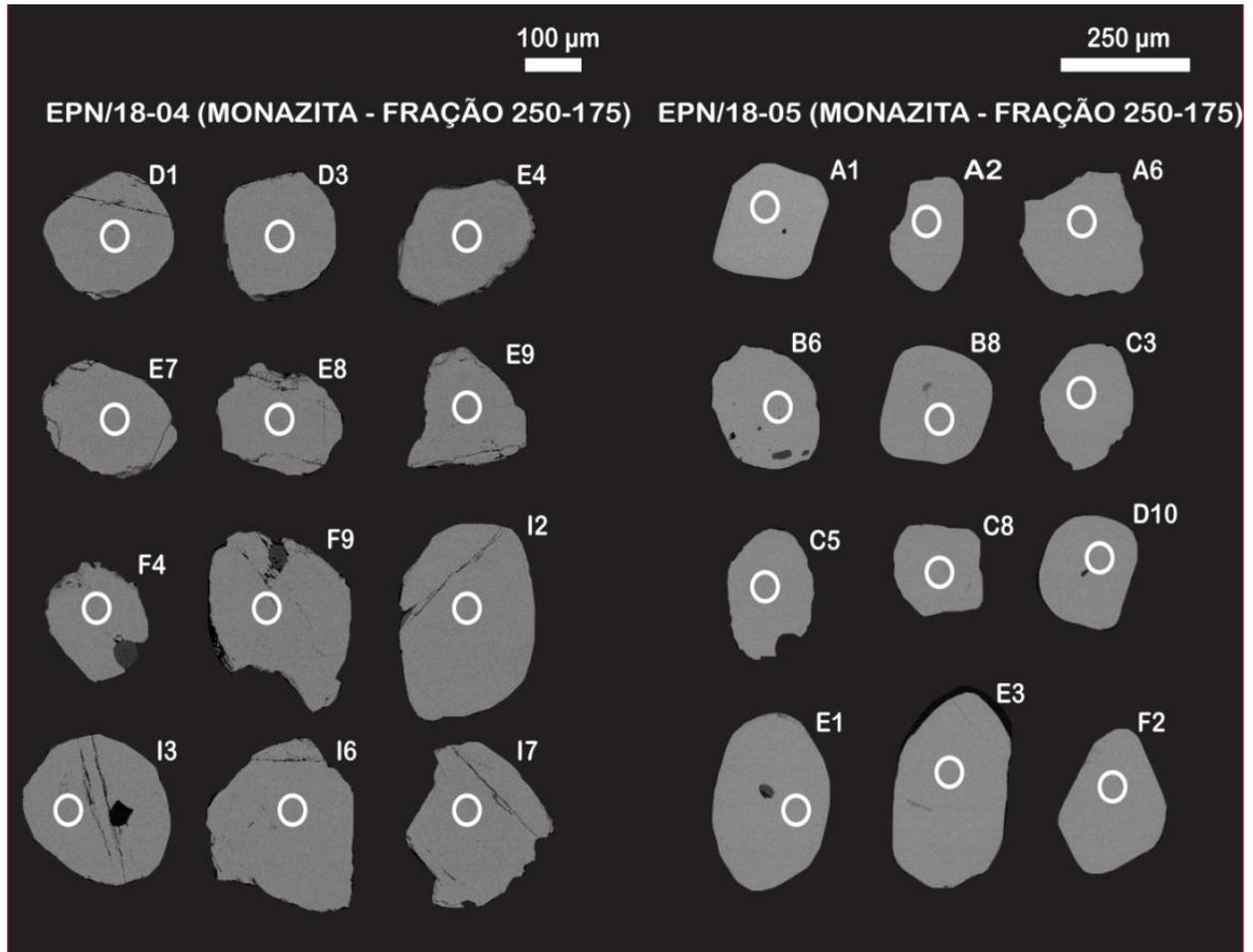


Figura 3.10 – Imagens obtidas por *Back-Scattered Electron* – BSE/MEV de cristais de monazita dos paragneisses das amostras EPN/18-04 e EPN/18-05 da fração granulométrica 250-175 μm . Os círculos brancos (diâmetro 25 μm) representam os *spots* das análises pontuais U-Pb.

Tabela 3.4 – Dados isotópicos U-Pb em monazita obtidos por LA-ICP-MS para paragneisses (amostras EPN/18-04 e EPN/18-05).

Spot	f_{206}^a (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1σ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1σ abs	Conc. (%) 6/8-7/5						
Sample EPN-04															
J7	0.05	7.334	0.77	0.409	0.63	0.82	0.130	0.45	2210	14	2153	17	2099	9	103
I6	0.06	6.357	1.10	0.358	0.92	0.84	0.129	0.60	1975	18	2026	22	2079	12	97
I7	0.02	6.507	0.94	0.366	0.81	0.87	0.129	0.46	2013	16	2047	19	2081	10	98
I10	0.02	6.516	1.71	0.366	1.55	0.91	0.129	0.72	2009	31	2048	35	2088	15	98
G10	0.29	5.869	2.50	0.329	1.65	0.66	0.129	1.88	1832	30	1957	49	2091	39	94
H2	0.03	7.291	1.27	0.403	1.11	0.87	0.131	0.62	2181	24	2148	27	2116	13	102
G8	0.08	6.284	1.08	0.354	0.82	0.76	0.129	0.70	1954	16	2016	22	2081	15	97
H5	0.03	6.441	1.45	0.359	1.25	0.87	0.130	0.72	1978	25	2038	30	2098	15	97
G5	0.06	6.686	1.24	0.368	1.01	0.82	0.132	0.71	2022	21	2071	26	2120	15	98
G4	0.05	6.482	1.23	0.358	0.89	0.72	0.131	0.85	1971	18	2043	25	2117	18	96
H4	0.07	6.738	1.08	0.371	0.71	0.66	0.132	0.81	2035	15	2078	22	2120	17	98
G2	0.06	6.818	0.90	0.374	0.66	0.73	0.132	0.62	2048	13	2088	19	2128	13	98
F1	0.05	6.446	1.43	0.365	0.96	0.67	0.128	1.05	2005	19	2039	29	2073	22	98
F2	0.10	6.270	2.83	0.351	2.51	0.89	0.130	1.31	1937	49	2014	57	2094	27	96
I2 *	0.02	7.135	1.73	0.400	1.55	0.90	0.129	0.75	2168	34	2128	37	2090	16	102
I3 *	0.04	6.728	1.04	0.377	0.67	0.65	0.129	0.80	2062	14	2076	22	2090	17	99
F4*	0.14	6.825	1.51	0.383	1.42	0.94	0.129	0.51	2089	30	2089	31	2089	11	100
E9 *	0.03	6.965	1.11	0.388	1.00	0.91	0.130	0.47	2115	21	2107	23	2099	10	100
F9 *	0.04	6.839	1.88	0.382	1.75	0.93	0.130	0.69	2088	37	2091	39	2094	14	100
E7 *	0.04	6.998	1.41	0.391	1.33	0.94	0.130	0.48	2127	28	2111	30	2095	10	101
E4 *	0.03	6.826	1.79	0.383	1.64	0.91	0.129	0.73	2089	34	2089	37	2089	15	100
D3 *	0.03	6.897	1.29	0.386	1.19	0.92	0.129	0.51	2106	25	2098	27	2091	11	100
D1 *	0.03	6.936	1.36	0.388	1.07	0.78	0.130	0.84	2115	23	2103	29	2092	18	101
E8 *	0.02	7.145	1.23	0.398	1.07	0.87	0.130	0.62	2161	23	2130	26	2100	13	101
F8 x	0.09	6.887	1.64	0.397	1.34	0.82	0.126	0.95	2155	29	2097	34	2041	19	103
J3 x	0.02	7.478	2.65	0.413	0.93	0.35	0.131	2.48	2227	21	2170	58	2117	53	103
J9 x	0.25	5.955	6.13	0.340	5.91	0.96	0.127	1.61	1885	111	1969	121	2059	33	96
G9 x	0.35	6.394	8.30	0.370	7.49	0.90	0.125	3.58	2028	152	2031	169	2035	73	100
Sample EPN-05															
A1 *	0.02	7.00	2.05	0.39	1.99	0.97	0.13	0.47	2124	42	2111	43	2099	10	101
A2 *	0.02	7.04	1.91	0.39	1.58	0.82	0.13	1.08	2126	34	2117	41	2107	23	100
A6 *	0.05	6.99	1.99	0.39	1.90	0.95	0.13	0.61	2126	40	2110	42	2093	13	101
B8 *	0.03	6.69	3.53	0.37	3.35	0.95	0.13	1.12	2048	69	2072	73	2096	23	99
B6 *	0.07	7.09	1.61	0.39	1.36	0.85	0.13	0.86	2141	29	2122	34	2104	18	101
C3 *	0.04	6.87	2.43	0.38	2.18	0.90	0.13	1.07	2080	45	2095	51	2110	23	99
C5 *	0.03	6.91	4.28	0.39	3.71	0.87	0.13	2.14	2107	78	2100	90	2093	45	100
C8 *	0.04	7.07	2.88	0.39	2.38	0.83	0.13	1.62	2129	51	2120	61	2111	34	100
D10 *	0.04	6.84	3.86	0.38	3.39	0.88	0.13	1.83	2080	71	2091	81	2103	38	99
E3 *	0.05	6.98	3.27	0.39	2.79	0.85	0.13	1.71	2130	59	2109	69	2089	36	101
E1 *	0.05	6.92	3.40	0.39	2.81	0.82	0.13	1.92	2112	59	2101	71	2090	40	101
F2 *	0.07	7.02	1.65	0.39	1.52	0.92	0.13	0.63	2130	32	2113	35	2097	13	101
F3 *	0.03	7.12	2.76	0.40	2.44	0.89	0.13	1.29	2164	53	2127	59	2092	27	102
F9 *	0.07	6.88	2.75	0.38	2.64	0.96	0.13	0.76	2082	55	2096	58	2110	16	99
G4 *	0.09	6.93	2.70	0.38	2.58	0.95	0.13	0.81	2092	54	2102	57	2111	17	100
G1 *	0.03	7.10	1.92	0.40	1.71	0.89	0.13	0.87	2147	37	2124	41	2101	18	101
H10 *	0.03	7.00	2.75	0.39	2.65	0.96	0.13	0.73	2118	56	2111	58	2104	15	100
J9 *	0.02	6.92	2.37	0.38	2.32	0.98	0.13	0.44	2098	49	2101	50	2104	9	100
B2	0.05	7.12	3.91	0.40	3.03	0.77	0.13	2.47	2160	66	2127	83	2094	52	102
E9	0.07	7.21	2.38	0.40	2.25	0.95	0.13	0.76	2159	49	2138	51	2118	16	101
J8	0.09	7.14	1.41	0.40	1.28	0.91	0.13	0.59	2150	28	2129	30	2110	12	101
J7	0.09	7.17	1.92	0.40	1.84	0.96	0.13	0.55	2168	40	2133	41	2100	12	102
H6	0.03	6.69	2.66	0.38	2.32	0.87	0.13	1.30	2061	48	2071	55	2081	27	100
H1	0.10	6.90	3.25	0.40	1.16	0.36	0.13	3.04	2161	25	2099	68	2038	62	103
I9	0.02	6.86	3.24	0.38	2.10	0.65	0.13	2.46	2074	44	2093	68	2112	52	99
J75	0.06	7.17	4.42	0.40	4.36	0.98	0.13	0.77	2174	95	2133	94	2094	16	102
D9	0.02	7.46	4.21	0.42	4.17	0.99	0.13	0.58	2242	93	2168	91	2099	12	103
F7	0.03	6.95	6.76	0.38	5.52	0.82	0.13	3.90	2090	115	2105	142	2120	83	99
H4	0.04	6.64	7.27	0.38	6.81	0.94	0.13	2.54	2074	141	2065	150	2057	52	100

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

Degree of concordance = ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age / $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age) * 100. x = zircons excluded from the calculation of age. * Concordia Age.

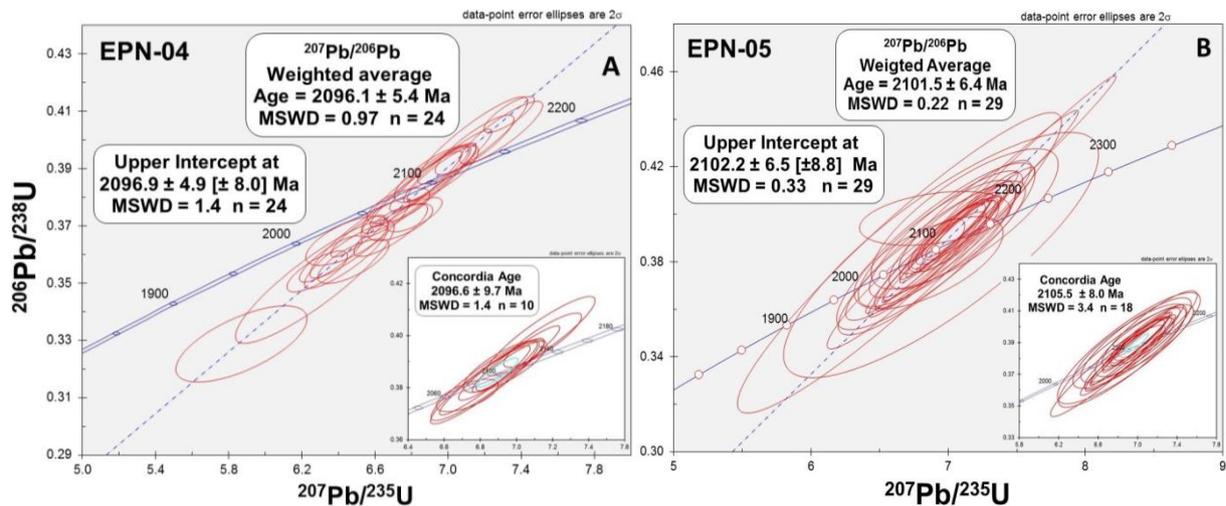


Figura 3.11 – Diagramas concórdia U-Pb em monazitas para sillimanita-granada gnaisses: A) Amostra EPN/18-04 com idade de intercepto superior e idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para 24 cristais e diagrama concórdia para 10 cristais de monazita; B) Amostra EPN/18-05 com idade de intercepto superior e idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para 29 cristais e diagrama concórdia para 18 cristais de monazita.

3.7.3 Isótopos Lu-Hf em zircão de enderbrito

Para obtenção de dados isotópicos Lu-Hf foram analisados os mesmos cristais dos pontos analíticos U-Pb descritos para a amostra EPN/18-02A), cuja idade obtida por U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão foi de 2166 Ma. As análises pontuais foram realizadas em 15 grãos concordantes do enderbrito EPN/18-02A (Fig. 3.12 e Tab. 3.5).

As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} obtidas forneceram dois grupos de valores de idade: 2,52 a 3,01 Ga (Neo a Mesoarqueano) e de 2,40 a 2,48 Ga (Sideriano). O parâmetro petrogenético $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ variou de $-4,6$ a $+5,2$.

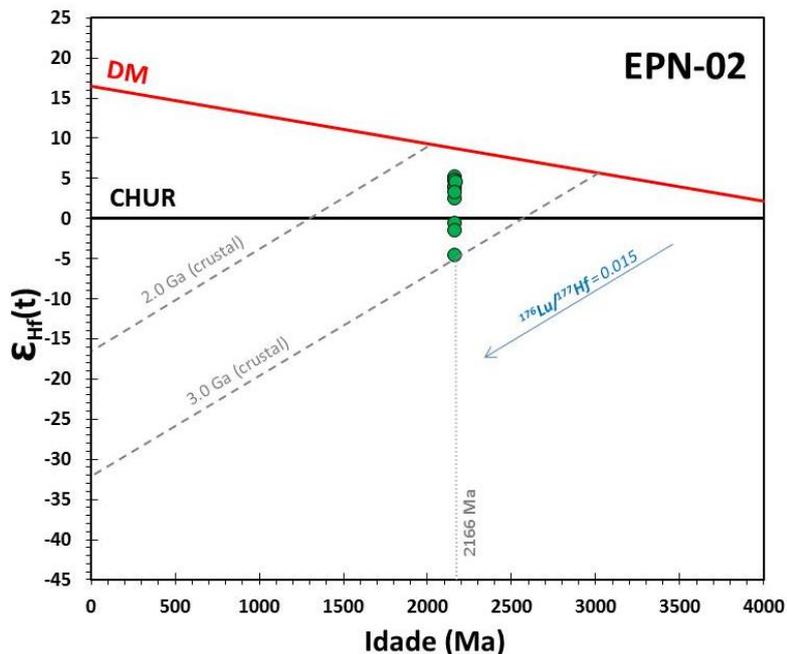


Figura 3.12 – Diagrama evolutivo $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus Idade (Ma) mostrando os diferentes *trends* evolutivos para cristais de zircão de enderbrito (EPN/18-02A). *Condict Uniform Reservoir* – CHUR; *Depleted Mantle* – DM. As linhas pontilhadas representam os *trends* de evolução da crosta, calculadas usando $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ para a crosta continental média (Griffin *et al.* 2002).

Tabela 3.5 – Dados isotópicos Lu-Hf em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS para o enderbite da amostra EPN/18-02A.

Spot	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}^{C} (Ga)*
C9	0.281581	0.000068	0.001209	0.000057	0.103167	0.001813	-42.6	2166	0.281531	4.7	2.43
E6	0.281596	0.000066	0.001251	0.000045	0.106102	0.003753	-42.0	2166	0.281544	5.2	2.40
E7	0.281556	0.000109	0.000562	0.000046	0.038690	0.002371	-43.5	2166	0.281533	4.8	2.43
E8	0.281532	0.000058	0.000583	0.000029	0.041126	0.001558	-44.3	2166	0.281508	3.9	2.48
F2	0.281561	0.000046	0.001034	0.000015	0.065823	0.000705	-43.3	2166	0.281518	4.2	2.46
F8	0.281562	0.000053	0.001278	0.000075	0.091392	0.003994	-43.2	2166	0.281510	4.0	2.48
D2	0.281572	0.000054	0.001099	0.000064	0.078803	0.003074	-42.9	2166	0.281527	4.6	2.44
G10	0.281533	0.000079	0.001020	0.000061	0.074375	0.004119	-44.3	2166	0.281491	3.3	2.52
H8	0.281476	0.000070	0.000938	0.000128	0.069394	0.007015	-46.3	2166	0.281437	1.4	2.64
F10	0.281516	0.000052	0.001207	0.000198	0.083370	0.004710	-44.9	2166	0.281467	2.4	2.57
H4	0.281448	0.000078	0.000923	0.000103	0.065841	0.004635	-47.3	2166	0.281410	0.4	2.70
D1	0.281505	0.000095	0.001194	0.000080	0.092768	0.002563	-45.3	2166	0.281456	2.0	2.60
F6	0.281427	0.000067	0.001111	0.000077	0.079999	0.004255	-48.0	2166	0.281382	-0.6	2.76
D7	0.281395	0.000056	0.000916	0.000079	0.054679	0.002961	-49.2	2166	0.281357	-1.5	2.82
B8	0.281305	0.000076	0.000872	0.000024	0.066330	0.002218	-52.3	2166	0.281269	-4.6	3.01

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ para o valor atual de CHUR (Bouvier *et al.* 2008); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ para o manto empobrecido (DM, Andersen *et al.* 2009); Idade modelo estágio único (T_{DM}) usando as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$. Idade modelo crustal em estágio duplo (T_{DM}^{C}) usando a idade U-Pb e a razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ para a crosta continental média (Griffin *et al.* 2002).

3.8 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os dados isotópicos U-Pb em zircão de enderbites apresentam dois valores de idade, e permitiram atribuir idade concórdia de $2166,1 \pm 4,5$ Ma para a amostra EPN/18-02A, interpretada como idade do protólito ígneo do enderbite. O outro resultado (amostra EPN/18-01) apresenta idade de $2089,4 \pm 5,4$ Ma, que é um pouco menor que o resultado anterior. Para esta foi preferido utilizar a idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em virtude do alinhamento dos cristais de zircão no diagrama, cujos pontos analíticos situaram-se acima da concórdia. Esses resultados apontam para processos magmáticos e metamórficos, considerando os valores das razões Th/U, acontecidos no Riacciano, com pequena diferença de idade entre eles.

Os resultados geocronológicos obtidos anteriormente por Gorayeb *et al.* (2000) utilizando o método Pb-Pb em zircão para as rochas de alto grau metamórfico da área, coletados nas proximidades daquelas aqui estudadas, resultaram nos seguintes valores de idade: 2125 ± 3 Ma para um granulito máfico; 2153 ± 1 Ma para um enderbite e 2097 ± 2 Ma para outro enderbite. Além disso, Gorayeb (1996) obteve idade de 2058 ± 49 em zircões de sillimanita-granada gnaisses dessa região. Considerando a qualidade analítica dos dados e as características dos grãos de zircão, eles interpretaram as idades mais antigas como cristalização magmática dos protólitos, e os mais novos relacionados ao processo metamórfico.

Essas idades são semelhantes às obtidas por Gorayeb (1996) e Gorayeb & Lafon (1996) que, utilizando-se do método Rb-Sr em rocha total obtiveram valores entre 2,18 e 2,0 Ga, com

erros analíticos elevados, e interpretaram como idades mínimas para os processos termotectônicos acontecidos na região.

Esses valores de idade e outros da literatura (Gorayeb 1996, Gorayeb & Lafon 1996, Gorayeb *et al.* 2000), associados aos dois grupos de valores da razão Th/U (0,04 – 0,95 e 0,01 – 1,15) obtidos em borda e núcleo de cristais de zircão, respectivamente, permitem caracterizá-los como de origem metamórfica e ígnea, respectivamente de acordo com Hoskin & Black (2000) e Rubatto (2002). Isto permite interpretar a idade de 2166 Ma (núcleo de zircões) como relacionada a cristalização de zircões ígneos de protólitos tonalíticos, e a idade mais nova, de 2094 Ma (borda de zircões) à neoformação de cristais relacionada ao metamorfismo de alto grau para o enderbite da amostra EPN/18-02A. O outro valor de idade do enderbite da amostra EPN/18-01 de 2089 Ma, também é relacionado ao metamorfismo que afetou as rochas região de Porto Nacional, também no Riacyano. Isto revela a pequenas diferenças de tempo entre a colocação dos protólitos e os processos tectono-metamórficos.

As idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ de 3,01 a 2,40 Ga indicam contribuição de fontes neo-mesoarqueanas e siderianas, e os parâmetros petrogenéticos $\epsilon_{Hf}(t)$ entre -4,6 a +5,2 sugerem uma mistura entre material crustal e juvenil para formação dos protólitos desses enderbitos.

Esses resultados de idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ obtidos para este segmento crustal são similares aos apresentados por Gorayeb & Moura (2002) para os granulitos de Porto Nacional, em que os valores de idade-modelo $Nd-T_{DM}$ entre 2,40 e 2,55 Ga mostraram padrões $\epsilon_{Nd}(t)$ de -1,56 e +0,97, interpretadas como uma contribuição de fontes mantélica e crustal.

Os dados isotópicos U-Pb em monazita de duas amostras de sillimanita-granada gnaisses permitiram atribuir idades concórdia de $2096,6 \pm 9,7$ Ma e $2105,5 \pm 8$ Ma. Considerando se tratar de cristais de monazita metamórfica associadas com outras fases minerais de alto grau, esses valores são interpretados como idades do metamorfismo de alto grau que afetou todo o conjunto de rochas do Complexo Porto Nacional. Estas idades são muito próximas às de cristalização magmática dos protólitos, indicando que as rochas ortoderivadas do CPN foram submetidas ao metamorfismo granulítico durante o mesmo evento, com pequeno intervalo no Riacyano.

As idades desses paragnais são semelhantes às obtidas por Gorayeb *et al.* (2000) pelo método de evaporação de Pb em zircão para essa região interpretado como cristal metamórfico por suas características morfológicas e baixa razão Th/U (0,02).

Terrenos granulíticos do Paleoproterozoico com idades similares às definidas para o terreno granulítico de Porto Nacional são registrados em várias partes do Brasil e em outros

países, a exemplo do Escudo das Guianas (cinturões granulíticos Imataca e Bakhuis – Beunk *et al.* 2021, Delor *et al.* 2003, Fraga *et al.* 2017, Klaver *et al.* 2015, Kroonenberg *et al.* 2016, Nanne *et al.* 2020, Roever *et al.* 2003), Cráton Oeste Africano (Cinturão Limpopo – Van Reenen *et al.* 1990), Cráton Amazônico (Domínio Bacajá – Macambira *et al.* 2003, Vasquez *et al.* 2008), Cráton Amazônico - Bloco Amapá (Complexo Tartarugal Grande – Avelar *et al.* 2003, Gorayeb *et al.* submetido, Rosa-Costa *et al.* 2006), Cráton São Francisco (Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá – Barbosa J & Barbosa R 2017, Barbosa & Sabaté 2004), Cráton São Francisco (embasamento do Orógeno Araçuaí – Noce *et al.* 2007), e refletem colisões continentais no paleoproterozoico (2,0 – 2,16 Ga), com colagens e misturas com segmentos crustais paleoproterozoicos e arqueanos.

3.9 CONCLUSÕES

O levantamento de dados de campo, análises petrográfica, estudos geocronológicos multimétodos do presente estudo, e os dados obtidos da literatura associados ao contexto regional do Complexo Porto Nacional, permitem destacar as seguintes considerações:

- a) Paragênese mineral definida por $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Mc} \pm \text{Bt} \pm \text{Hb}$ para enderbitos, $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Hb}$ para granulitos máficos e $\text{Pl} \pm \text{Mc} + \text{Qtz} + \text{Bt} + \text{Grt} \pm \text{Sil} \pm \text{Ky} \pm \text{Grf}$ para sillimanita-granada gnaisses.
- b) As datações U-Pb em zircão de enderbitos e os valores da razão Th/U (entre 0,01 e 1,15) sugerem o desenvolvimento de um episódio magmático em torno de 2,16 Ga e um evento metamórfico em cerca de 2,09, o que permite interpretá-las como idades de cristalização de protólitos magmáticos (plútons tonalíticos) e do metamorfismo de alto grau associados ao evento colisional durante o Riáciano;
- c) As idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ obtidas para estes cristais sugerem dois episódios de geração de crosta continental, um do Sideriano (2,40 a 2,48 Ga) e outro mais antigo, do Neo-Mesoarqueano (2,52 a 3,01 Ga). Além disso, os parâmetros petrogenéticos $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ sugerem derivação a partir de fonte mantélica (+3,9 a +5,2) para crosta continental formada no Sideriano, e derivação a partir de mistura entre material crustal e juvenil para crosta continental formada no Neo-Mesoarqueano (-4,6 a +3,3);
- d) O evento metamórfico de alto grau entre 2,10 a 2,09 Ga também foi confirmado com a aplicação de datações pelo método U-Pb em monazita dos paragnaisses;
- e) As idades de formação dos protólitos ígneos e o metamorfismo que afetou a região aconteceram em curto intervalo de tempo no Riáciano;

- f) Finalmente, o Complexo Porto Nacional representa um terreno de alto grau metamórfico do Paleoproterozoico com evolução durante o Riáciano, relacionada à acreção crustal e estágio colisional, com componentes de cavalgamento durante a orogenia do transamazônico, à semelhança de outros terrenos metamórficos de alto grau do Brasil.

AGRADECIMENTOS

A autora agradece ao projeto “*Petrologia, geocronologia e tectônica das rochas magmáticas do Cinturão Araguaia, Neoproterozoico*” (Projeto Universal CNPq N° 427225/2016-7), coordenado pelo Prof. Dr. Paulo Gorayeb, pelo financiamento do presente estudo e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de mestrado N° 131842/2018-8.

Os agradecimentos também são dedicados ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica e ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará por todo suporte, infraestrutura acadêmica e ambiente de estudo.

Agradecimentos são extensivos à Superintendência da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM – Belém) pelo cessão dos seus laboratórios e suporte na preparação de amostras, e também ao Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA, pela realização de análises geocronológicas e infraestrutura laboratorial, com apoio do projeto “*Implantação de metodologias U-Pb in-situ em minerais acessórios por LA-ICP-MS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA e sua aplicação à evolução crustal da Amazônia Oriental, na implantação da datação U-Pb em monazita*” (Projeto Universal CNPq N° 423625/2018-7).

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. *In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (Eds.). O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Blücher, p. 265-281.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The upper Pre-Cambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, **7**:45-80.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 183-193.

- Arcanjo S.H.S., Abreu F.A.M., Moura C.A.V. 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Brazilian Journal of Geology*, Brasil, **43**:501-514.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondere D. 2003. Archean crustal remnants in the Easternmost Part of the Guyana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, (In Press), (2-3-4):83-99.
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - an expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf D. & Vidal P.H. (eds). *Granulites and crustal evolution*. Boston, Kluwer Academic Publishers, p. 195-221.
- Barbosa J.S.F. & Barbosa R.G. 2017. The Paleoproterozoic eastern Bahia orogenic domain. In: Heilbron M., Alkmim F., Cordani U.G. (Eds.). *The São Francisco Craton and its margins, eastern Brazil*. [S.l.], Springer-Verlag, p. 57-69. (Regional Geology Review Series).
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**:1-27.
- Beunk F.F., Roeber E.W.F. de, Yi K., Brouwer F.M. 2021. Structural and tectonothermal evolution of the ultrahigh-temperature Bakhuis Granulite Belt, Guiana Shield, Surinam: Palaeoproterozoic to Recent. *Geoscience Frontiers*, **12**(2):677-692.
- Chaves C.L., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2008 Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozoicos tipo-A do setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **38**: 366-378.
- Cordeiro P.F.O. 2014. *Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 155p.
- Cordeiro P.F.O. & Oliveira C.G. 2017. The Goiás Massif: implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, **298**:403-420.
- Cordeiro P.F.O., Oliveira C.G., Della Giustina M.E.S., Dantas E.L., dos Santos R.V. 2014. The paleoproterozoic Campinorte Arc: tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precambrian Research*, **251**:49-61.
- Costa J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 209p.
- Costa J.B.S., Hasui Y, Gorayeb P.S.S. 1988. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte-Gurupi, GO. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais[...]*, p. 720-728.
- Costa J.B.S., Lemos R.L., Martins J.P.A., Beltrão J.F., Góes A.M., Hasui Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **14**:3-11.
- Costa J.B.S., Martins J.P.A., Beltrão J.F., Góes A.M., Lemos R.L., Gorayeb P.S.S. 1982. *Projeto Porto Nacional*. Belém, DNPM/UFPA, 107p. (Relatório final).
- Costa L.A.M., Portela A.C.P., Marchetto C.M.L., Santos E.L., Meneguesso G., Stein J.H., Batista M.B., Mossmann R., Silva W.G. 1976. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco – LETOS*. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, Relatório final integrado, 270p.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 2016. *Folha SC-22-Z-B - Porto Nacional*. Escala 1:250.000. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum SIRGAS-2000. Disponível em: [www.http://geosgb.cprm.gov.br/](http://geosgb.cprm.gov.br/). Acesso em: 11.10.19.

Cruz E.L.C.C. 2001. *A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol: um depósito de ouro hospedado em anfíbolito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 183p.

Cunha B.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.M.L., Souza J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred T.R., Tassinari C.C.C. 1981. *Projeto Radam Brasil, Folha SC.22-Tocantins, Geologia*. Rio de Janeiro, p. 21-196. (Levantamento de Recursos Naturais).

Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, SBG, p. 231-263.

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

Ferreira Filho C.F., Kamo S., Fuck R.A., Krogh T.E., Naldrett A.J. 1992. Zircon and rutile U/Pb geochronology of the Niquelândia mafic-ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high-grade metamorphism. *Precambrian Research*, **68**:241-255.

Fettes D. & Desmons J. 2008. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. 1st ed. Cambridge, Cambridge University Press, 258p.

Fonseca M.A. 1996. *Estilos estruturais e arcabouço tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília*. PhD Theses, UnB-IG, Brasília, DF, 165p.

Fraga L.M., Vasquez M.L., Almeida M., Dreher A.M., Reis N. 2017. A influência da orogenia eo-orosiriana na formação da *slip* Uatumã, parte central do Cráton Amazônico. In: SBG, 15^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais[...]*, p. 405-408.

Frasca A.A.S. & Araújo V.A. 2001. *Projeto Hidrogeologia no Tocantins – Folha Palmas – SD.22-Z-B*. Goiânia, CPRM/Serviço Geológico do Brasil, 52p.

Frasca A.A.S., Lima H.A.F., Moraes L.L., Ribeiro P.S.E. 2010. *Projeto Sudeste do Tocantins. Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi (SC.22-Z-D)*. Estado do Tocantins. Escala 1:250.000. CPRM/Serviço Geológico do Brasil, CD-R, Goiânia, CPRM. Inédito.

Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, 4^o Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, *Anais[...]*, p. 184-187.

Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Armstrong R., Laux J.H., Junges S.L., Soares J.E., Praxedes I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, **244**:53-74.

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

Fuck R.A., Sá E.F. Jardim de, Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. *In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (Eds.). O Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq, p. 161-185.

Fuck R.A., Pimentel M.M., Silva Del' Rey. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. *In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos[...]*, v.1, p.215-216.

Giustina M.E.S., Oliveira C.G., Pimentel M.M., Melo L.V., Fuck R.A., Dantas E.L., Buhn B. 2009. *U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil*. London, *Geological Society*, p. 255-269. (Special Publications, 323).

Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Marinho M.M., Chaves A.O., Valeriano C., Nalini Jr. H.A. 2016. An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U-Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chemical Geology*, **424**:30-50.

Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Rubatto D., Wiedenbeck M., Nalini Jr. H.A., Oliveira L.C.A. 2017. The Diamantina monazite: a new low-Th reference material for microanalysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **22**:25-47.

Gorayeb P.S.S. 1996. *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO*. PhD Theses, Universidade Federal do Pará, Belém, 262p.

Gorayeb P.S.S. & Lafon J.M. 1996. Resultados geocronológicos Rb-Sr como indicadores do metamorfismo granulítico de Porto Nacional-TO. *In: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais[...]*, v.6, p.300-301.

Gorayeb P.S.S. & Moura C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional – TO. *In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos[...]*, CD-ROM.

Gorayeb P.S.S. & Moura C.A.V. 2002. Idade-modelo TDM dos granulitos de Porto Nacional - TO. *In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais[...]*, v. 1. p. 309.

Gorayeb P.S.S., Chaves C.L., Moura C.A.V., Lobo R.L.S. 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: a late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**:278-292.

Gorayeb P.S.S, Costa J.B.S, Lemos R.L., Bemerguy R.L., Gama Jr. T., Hasui Y. 1984. *Projeto Natividade-Almas*. Belém, Convênio CVRD/UFGA. (Relatório Final).

Gorayeb P.S.S, Costa J.B.S, Lemos R.L., Gama Jr. T., Bemerguy R.L., Hasui Y. 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:391-397.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e Região Adjacente. *In: Gorayeb P.S.S. (ed.). Parque Martírios - Andorinhas: conhecimento, história e preservação*. Belém, EDUFPA, p. 54-75.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Barros G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:190-194.

Gorayeb P.S.S., Palermo N., Leite A.A.A. 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo-TO: caracterização geológica-petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. *In: SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos*[...], p. 313-314.

Gorayeb P.S.S., Pimentel M.M., Armstrong R., Galarza M.A. 2017. Granulite-facies metamorphism at ca. 570-580 Ma in the Porangatu Granulite Complex, central Brazil: implications for the evolution of the Transbrasiliano Lineament. *Brazilian Journal of Geology*, **47**(2):327-344.

Green D.H. & Ringwood A.E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**(5):767-833.

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.

Harley S.L. 1985. Garnet-orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land, Antarctica – metamorphic pressure-temperature-time evolution of the Archean Napier Complex. *Journal of Petrology*, **26**(4):819-856.

Hasui Y. 2012. Sistema orogênico Tocantins. *In: Hasui Y. Geologia do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, p. 289-325.

Hasui Y., Góes A.M., Beltrão J.F., Martins J.P.A., Lemos R.L., Costa J.B.S. 1984. Geologia da região de Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*. **14**(1):3-11.

Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J. and Schoene B. 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40**:311-332.

Hoskin P.W.O. & Black L.O. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**(4):423-439.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 1998. *Folha topográfica. Tocantins SC-22*. Escala 1:1.000.000. 3ª ed. [S.l.], Ministério do Planejamento e Orçamento. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/>. Acesso em: 01.10.19.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 2017. *Base cartográfica contínua. Porto Nacional SC.22-Z-B*. Escala 1:250.000. [S.l.], Ministério do Planejamento e Orçamento. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/>. Acesso em: 01.10.19.

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.

Klaver M., Roeber E.W.F.de, Nanne J., Mason P., Davies G. 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: evidence for two separate UHT events. *Precambrian Research*, **262**:1-19.

Kroonenberg S.B., Roever E.W.F. de, Fraga L.M., Reis N.J., Faraco M.T., Lafon J.M., Cordani U.G., Wong T.E. 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana shield in Suriname: a revised model. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw*, **95**:491-522.

Kuyumjian R.M., Cruz E.L.C.C.da, Araújo Filho J.O.de, Moura M.A., Guimarães E.M., Silva Pereira K.M. da. 2012. Geology of and gold occurrences in the granite-greenstone terrane of Tocantins, central Brazil: state of the art and guide lines for mineral exploration programs. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**:213-228.

Lima H.A.F., Ferreira Filho C.F., Pimentel M.M., Dantas E.L., Araújo S.M. 2008. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**:300-317.

Ludwig K.R. 2003. *User's manual for Isoplot/Ex Version 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, 70p. (Special Publication, 4).

Macambira M.J.B., Silva D.C., Barros C.E.M., Scheller T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: 4^o South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, *Anais[...]*, p. 205-208.

Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M. 1984. Província Tocantins: setores central e sudeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Blücher, p. 205-264.

Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, **10**:1477-1506.

Milhomem Neto J. M., Lafon J. M., Galarza M. A., Moura C.A.V. 2017b. Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. In: Rizzotto G. J., Quadros M. L.do E. S., Vasquez M. L. (org). *Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBGeo-Núcleo Norte, **10**:195-208.

Milhomem Neto J. M., Lafon J. M., Galarza M. A., Moura C.A.V. 2017a. U-Pb em zircão por LA-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. In: Rizzotto G. J., Quadros M. L.do E. S., Vasquez M. L. (org). *Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBGeo-Núcleo Norte, **10**:333-346.

Nanne J.A.M., Roever E.W.F. de, Groot K. de, Davies G.R., Brouwer F.M. 2020. Regional UHT metamorphism with widespread, primary CO₂-rich cordierite in the Bakhuis Granulite Belt, Surinam: a feldspar thermometry study. *Precambrian Research*, **350**:1-14.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Mucida D.P. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**(1):60-78.

Parrish R.R. 1990. U-Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*, **27**:1431-1450.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. 2nd ed. [S.l.], Springer-Verlag. 289p.

- Pimentel M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília *Belt*, central Brasil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, **46**(Supl 1):67-82.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Silva Del'Rey L.J.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **26**:61-70.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Yost H., Armstrong R.A., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold *Belt* and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 195-229.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321-335.
- Pimentel M.M., Yost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. 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*. Editora Beca, São Paulo, p. 355-368.
- Ribeiro P.S.E. & Alves C.L. 2017. *Geologia e recursos minerais da região de Palmas. Folha Miracema do Norte (SC.22-X-D), Porto Nacional (SC.22-Z-B) e Santa Teresinha (SC.22-Z-A). (Programa geologia do Brasil. Levantamentos geológicos básicos)*. Escala 1:250.000. Projeto geologia da região de Palmas. Goiânia, CPRM.
- Roever E.W.F. de, Lafon J.M, Delor C., Cocherie A., Rossi P., Guerrot C., Potrel A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, (2-3-4):175-206.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277-300.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**:123-138.
- Saboia A. 2009. *O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, estado do Tocantins*. Unpublished MSc Theses, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 96p.
- Sachett C.R., Lafon J.M., Kotschoubey B. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (To): novos resultados. In: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais[...]*, p. 264-267.
- Sandiford M., Powell R., Martin S.F., Perera L.R.K. 1988, Thermal and baric evolution of garnet granulites from Sri Lanka. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**(3):351-364.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. e Gonçalves J.H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM, p. 169-226.

Schobbenhaus F.C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Goiás (SD.22). Brasília, *DNPM*, 114p.

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

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

Sousa I.M.C., Giustina M.E.S., Oliveira C.G. 2016. Crustal evolution of the northern Brasília Belt basement, central Brazil: a Rhyacian orogeny coeval with a pre-Rodinia supercontinent assembly. *Precambrian Research*, **273**, p. 129-150.

Spier C.A. & Ferreira Filho C.F. 1999. Geologia estratigráfica e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:173-178.

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

Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. *Tectonic evolution of the Brasília Belt central Brazil and early assembly of Gondwana*. London, *Geological Society*, p. 197-210. (Special Publications, 294).

Van Reenen D.D., Roering C., Brandl G., Smit C.A., Barton J.M. 1990. The granulite facies rocks of the Limpopo Belt, southern Africa. *In*: Vielzeuf D., Vidal P. (Eds.). *Granulites and Crustal Evolution*. Dordrecht, Kluwer Academic, p. 257-289. (NATO-ASI Series C211).

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. 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, CPRM, p. 39-112.

Waard D. de 1965. The occurrence of garnet in the granulite facies terrain of the Adirondack Highlands. *Journal of Petrology*, **6**(1):165-191.

CAPÍTULO 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A obtenção de dados para este trabalho teve como base levantamentos de campo, análises petrográficas de enderbitos, granulitos máficos e paragnaisses (sillimanita-granada gnaisses). Análises isotópicas e geocronológicas U-Pb-Hf de zircão de enderbitos e U-Pb de monazita de paragnaisses do Complexo Porto Nacional (CPN) foram realizadas com o intuito de definir as idades de cristalização de protólitos e idade de metamorfismo nesta região que representa uma unidade geológica que faz parte do Maciço de Goiás.

Em relação aos minerais presentes e suas relações de contato, a paragênese é definida por $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Mc} \pm \text{Bt} \pm \text{Hb}$ para enderbitos, $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Hb}$ para granulitos máficos e $\text{Pl} \pm \text{Mc} + \text{Qtz} + \text{Bt} + \text{Grt} \pm \text{Sil} \pm \text{Ky} \pm \text{Grf}$ para sillimanita-granada gnaisses. Estas associações mineralógicas são características de metamorfismo de alto grau, em condições da fácies granulito com pico metamórfico alcançando temperatura e pressão acima de 850 °C e 8 kbar, respectivamente.

Para os estudos geocronológicos foram selecionadas duas amostras de enderbitos e duas de sillimanita-granada gnaisses onde foram aplicados os métodos U-Pb-Hf em zircão e U-Pb em monazita, respectivamente. Dentro dos limites de erro, os dados isotópicos U-Pb do núcleo do zircão do enderbito EPN/18-02A apontam para idades concórdia de 2,16 Ga, e das bordas valores mais baixos (2,09 Ga), interpretando-se como idade de cristalização de cristais ígneos dos protólitos tonalíticos, e idade do metamorfismo de alto grau, respectivamente. Para a amostra EPN/18-01, foram obtidos valores de idades mais baixas, da ordem de 2,09 Ga, reforçando a interpretação de serem zircões metamórficos.

Essas idades obtidas são similares aos valores atribuídos em estudos realizados em Gorayeb (1996), Gorayeb & Lafon (1996), Gorayeb *et al.* (2000) e, combinadas aos baixos e altos valores da razão Th/U (entre 0,01 e 1,15), típicos de cristais de zircão metamórficos e ígneos (Hoskin & Black 2000, Rubatto 2002), permitem interpretar como idade de cristalização dos zircões ígneos dos protólitos, amostra EPN/18-02A, formados no Riáciano, e para a amostra EPN/18-01 como a idade do metamorfismo que afetou as rochas região de Porto Nacional.

As idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de zircão de enderbitos sugerem dois episódios de formação de crosta continental, um do Sideriano (2,40 a 2,48 Ga) e outro do Neo-Mesoarqueano (2,52 a 3,01 Ga). Os parâmetros petrogenéticos $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ evidenciam derivação a partir de fonte mantélica (+3,9 a +5,2) para crosta continental formada no Sideriano, e derivação a partir de mistura entre material crustal e juvenil para crosta continental formada no Neo-Mesoarqueano (-4,6 a +3,3).

Esses resultados de idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ obtidos para este segmento crustal são bastante similares aos apresentados por Gorayeb & Moura (2002).

Os dados isotópicos U-Pb em monazita de paragnaises resultaram em idades de 2105 ± 8 Ma e 2096 ± 10 Ma. Estas idades são bem próximas às idades de cristalização, e, portanto, confirmam que as rochas ortoderivadas do CPN foram submetidas ao metamorfismo granulítico no mesmo evento do Riacciano.

A análise dos valores de todos os dados geocronológicos obtidos corrobora com um refinamento de idades disponíveis na literatura e demonstra uma tentativa de resolver questões relacionadas às idades do protólito e do metamorfismo no Complexo Porto Nacional. Desta forma, uma comparação dos resultados obtidos com dados pré-existentes apontam para uma evolução do Complexo Porto Nacional no Riacciano, com idades dos protólitos ígneos e de metamorfismo muito próximas, à semelhança de outros terrenos metamórficos de alto grau do Brasil e de outros países, a exemplo do Escudo das Guianas (cinturões granulíticos Imataca e Bakhuis – Beunk *et al.* 2021, Delor *et al.* 2003, Fraga *et al.* 2017, Klaver *et al.* 2015, Kroonenberg *et al.* 2016, Nanne *et al.* 2020, Roever *et al.* 2003), Cráton Oeste Africano (Cinturão Limpopo – Van Reenen *et al.* 1990), Cráton Amazônico (Domínio Bacajá – Macambira *et al.* 2003, Vasquez *et al.* 2008), Cráton Amazônico - Bloco Amapá (Complexo Tartarugal Grande – Avelar *et al.* 2003, Gorayeb *et al.* submetido, Rosa-Costa *et al.* 2006), Cráton São Francisco (Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá – Barbosa & Barbosa 2017, Barbosa & Sabaté 2004), Cráton São Francisco (embasamento do Orógeno Araçuai – Noce *et al.* 2007), e refletem colisões continentais no paleoproterozoico (2,0 – 2,16 Ga), com colagens e misturas com segmentos crustais paleoproterozoicos e arqueanos.

Portanto, os dados obtidos permitem considerar as seguintes conclusões:

- a) Paragênese mineral definida por $Opx + Cpx + Pl + Qtz \pm Mc \pm Bt \pm Hb$ para enderbitos, $Opx + Cpx + Pl \pm Grt \pm Hb$ para granulitos máficos e $Pl \pm Mc + Qtz + Bt + Grt \pm Sil \pm Ky \pm Grf$ para sillimanita-granada gnaises.
- b) As datações U-Pb em zircão de enderbitos e os valores da razão Th/U (entre 0,01 e 1,15) sugerem o desenvolvimento de um episódio magmático (2,16 Ga) e um evento metamórfico (2,09 Ga) no Riacciano, o que permite interpretá-las como idades de cristalização e de metamorfismo associadas ao mesmo evento colisional;
- c) As idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ obtidas para estes cristais sugerem dois episódios de geração de crosta continental, um do Sideriano (2,40 a 2,48 Ga) e outro mais antigo, do Neo-Mesoarqueano (2,52 a 3,01 Ga). Além disso, os parâmetros petrogenéticos $\epsilon_{Hf}(t)$ sugerem derivação a partir de fonte mantélica (+3,9 a +5,2)

para crosta continental formada no Sideriano, e derivação a partir de mistura entre material crustal e juvenil para crosta continental formada no Neo-Mesoarqueano (-4,6 a +3,3);

- d) O evento metamórfico destas rochas também foi ratificado a partir da realização do método U-Pb em monazita dos paragnaisses, que atribuiu idades de $2096,6 \pm 9,7$ Ma e de $2105,5 \pm 8$ Ma. Estas idades são similares à idade de cristalização, indicando que as rochas ortoderivadas do CPN foram submetidas ao metamorfismo granulítico durante o mesmo evento;
- e) As idades de cristalização e de metamorfismo obtidas são muito próximas, indicando que o protólito ígneo tem idade riaciana, e este foi submetido ao metamorfismo granulítico também no Riaciano;
- f) Finalmente, o Complexo Porto Nacional representa um terreno do Paleoproterozoico com evolução durante o Riaciano, e o metamorfismo granulítico que afetou a área é contemporâneo ao desenvolvimento do estágio colisional, com componentes de cavalgamento durante a orogenia, à semelhança de outros terrenos metamórficos de alto grau do Brasil e de outros países.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. *In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (Eds.). O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Blücher, p. 265-281.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The upper Pre-Cambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, **7**:45-80.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.). Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 183-193.
- Arcanjo S.H.S. 2002. *Evolução geológica das sequências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 176p.
- Arcanjo S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:665-670.
- Arcanjo S.H.S., Abreu F.A.M., Moura C.A.V. 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Brazilian Journal of Geology*, Brasil, **43**:501-514.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondere D. 2003. Archean crustal remnants in the Easternmost Part of the Guyana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, (In Press), (2-3-4):83-99.
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - an expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. *In: Vielzeuf D. & Vidal P.H. (Eds.). Granulites and crustal evolution*. Boston, Kluwer Academic Publishers, p. 195-221.
- Barbosa J.S.F. & Barbosa R.G. 2017. The Paleoproterozoic eastern Bahia orogenic domain. *In: Heilbron M., Alkmim F., Cordani U.G. (Eds.). The São Francisco Craton and its margins, eastern Brazil*. [S.l.], Springer-Verlag, p. 57-69. (Regional Geology Review Series).
- Barbosa O., Ramos J.R.A., Gomes F.A., Hembold R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. *DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, **19**:94.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**:1-27.
- Barros L.D. & Gorayeb P.S.S. 2019. Serra do Tapa Ophiolite Suite-Araguaia Belt: geological characterization and Neoproterozoic evolution (central-northern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **96**:102323.
- Beunk F.F., Roeber E.W.F. de, Yi K., Brouwer F.M. 2021. Structural and tectonothermal evolution of the ultrahigh-temperature Bakhuis Granulite Belt, Guiana Shield, Surinam: Palaeoproterozoic to Recent. *Geoscience Frontiers*, **12**(2):677-692.

- Botelho N.F., Fuck R.A., Dantas E.L., Laux J.L., Junges S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite Suíte, Goiás and Tocantins: whole rock geochemistry and Sm-Nd isotopic constraints. *In: Alkmin FF & Noce C.M. The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton, Brazil*, IGCP 509, Brazil, Sep., p. 9-21.
- Chaves C.L., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2008 Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozoicos tipo-A do setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 38, São Paulo, p. 366-378.
- Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2):275-295.
- Cordani U.G., Pimentel M.M., Araújo C.E.G., Fuck R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:583-597.
- Cordeiro P.F.O. 2014. *Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 155p.
- Cordeiro P.F.O. & Oliveira C.G. 2017. The Goiás Massif: implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, **298**:403-420.
- Cordeiro P.F.O., Oliveira C.G., Della Giustina M.E.S., Dantas E.L., dos Santos R.V. 2014. The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precambrian Research*, **251**:49-61.
- Costa J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 209p.
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bemerguy R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B., Lemos R.L. 1983. *Projeto Paraíso do Norte*. Belém, DNPM/UFPA. 125p. (Relatório Final)
- Costa J.B.S., Hasui Y, Gorayeb P.S.S. 1988. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte-Gurupi, GO. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, *Anais[...]*, p. 720-728.
- Costa J.B.S., Lemos R.L., Martins J.P.A., Beltrão J.F., Góes A.M., Hasui Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **14**:3-11.
- Costa J.B.S., Martins J.P.A., Beltrão J.F., Góes A.M., Lemos R.L., Gorayeb P.S.S. 1982. *Projeto Porto Nacional*. Belém, DNPM/UFPA, 107p. (Relatório final).
- Costa L.A.M., Portela A.C.P., Marchetto C.M.L., Santos E.L., Meneguesso G., Stein J.H., Batista M.B., Mossmann R., Silva W.G. 1976. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco – LETOS*. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, Relatório final integrado, 270p.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 2016. *Folha SC-22-Z-B - Porto Nacional*. Escala 1:250.000. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum SIRGAS-2000. Disponível em: [www.http://geosgb.cprm.gov.br/](http://geosgb.cprm.gov.br/). Acesso em: 11.10.19.

Cruz D.J.N. & Gorayeb P.S.S. 2020. Geology and petrology of the mafic dike swarms of the Araguaia Belt: Evidence for distinct events of intracontinental magmatism in central northern Brazil and correlations with large igneous provinces. *Journal of South American Earth Sciences* **100**:1-24. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102563>.

Cruz E.L.C.C. 2001. *A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol: um depósito de ouro hospedado em anfíbolito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 183p.

Cunha B.C, Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.M.L., Souza J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred T.R., Tassinari C.C.C. 1981. *Projeto Radam Brasil, Folha SC.22-Tocantins, Geologia*. Rio de Janeiro, p. 21-196. (Levantamento de Recursos Naturais).

Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, SBG, p. 231-263.

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

Drago V.A. 1981. *Projeto Radam Brasil - Folha SD.22-Goiás, geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, DNPM. (Levantamento de Recursos Naturais).

Ferreira Filho C.F., Kamo S., Fuck R.A., Krogh T.E., Naldrett A.J. 1992. Zircon and rutile U/Pb geochronology of the Niquelândia mafic-ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high-grade metamorphism. *Precambrian Research*, **68**:241-255.

Fettes D. & Desmons J. 2008. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. 1st ed. Cambridge, Cambridge University Press, 258p.

Fonseca M.A. 1996. *Estilos estruturais e arcabouço tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília*. PhD Theses, UnB-IG, Brasília, DF, 165p.

Fraga L.M., Vasquez M.L., Almeida M., Dreher A.M., Reis N. 2017. A influência da orogenia eo-orosiriana na formação da *slip* Uatumã, parte central do Cráton Amazônico. In: SBG, 15^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais[...]*, p. 405-408.

Frasca A.A.S. & Araújo V.A. 2001. *Projeto Hidrogeologia no Tocantins – Folha Palmas – SD.22-Z-B. Goiânia, CPRM/Serviço Geológico do Brasil*, 52p.

Frasca A.A.S., Lima H.A.F., Moraes L.L., Ribeiro P.S.E. 2010. *Projeto Sudeste do Tocantins. Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi (SC.22-Z-D)*. Estado do Tocantins. Escala 1:250.000. CPRM/Serviço Geológico do Brasil, CD-R, Goiânia, CPRM. Inédito.

Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, 4^o Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 38, *Anais[...]*, p. 184-187.

Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Armstrong R., Laux J.H., Junges S.L., Soares J.E., Praxedes I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, **244**:53-74.

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

Fuck R.A., Sá E.F. Jardim de, Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. *In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (Eds.). O Cráton do São Francisco, Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq*, p. 161-185

Fuck R.A., Pimentel M.M., Silva Del'Rey. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. *In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos[...]*, v.1, p.215-216.

Giustina M.E.S., Oliveira C.G., Pimentel M.M., Melo L.V., Fuck R.A., Dantas E.L., Buhn B. 2009. *U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil*. London, *Geological Society*, p. 255-269. (Special Publications, 323).

Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Marinho M.M., Chaves A.O., Valeriano C., Nalini Jr. H.A. 2016. An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U-Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chemical Geology*, **424**:30-50.

Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Rubatto D., Wiedenbeck M., Nalini Jr. H.A., Oliveira L.C.A. 2017. The Diamantina monazite: a new low-Th reference material for microanalysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **22**:25-47.

Gorayeb P.S.S. 1996. *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO*. PhD Theses, Universidade Federal do Pará, Belém, 262p.

Gorayeb P.S.S. & Lafon J.M. 1996. Resultados geocronológicos Rb-Sr como indicadores do metamorfismo granulítico de Porto Nacional-TO. *In: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais[...]*, v.6, p.300-301.

Gorayeb P.S.S. & Moura C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional – TO. *In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos[...]*, CD-ROM.

Gorayeb P.S.S. & Moura C.A.V. 2002. Idade-modelo TDM dos granulitos de Porto Nacional - TO. *In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais[...]*, v. 1. p. 309.

Gorayeb P.S.S., Chaves C.L., Moura C.A.V., Lobo R.L.S. 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: a late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**:278-292.

Gorayeb P.S.S, Costa J.B.S, Lemos R.L., Bemerguy R.L., Gama Jr. T., Hasui Y. 1984. *Projeto Natividade-Almas*. Belém. Convênio CVRD/UFGA. (Relatório Final).

Gorayeb P.S.S, Costa J.B.S, Lemos R.L., Gama Jr. T., Bemerguy R.L., Hasui Y. 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:391-397.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e Região Adjacente. In: Gorayeb P.S.S. (ed.). *Parque Martírios - Andorinhas: conhecimento, história e preservação*. Belém, EDUFPA, p. 54-75.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Barros G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:190-194.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Chaves C.L. 2001. A granitogênese neoproterozoica no Setor Setentrional da Província Tocantins: implicações para a redefinição da Suíte Lajeado. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos*[...], p. 11-14.

Gorayeb P.S.S., Palermo N., Leite A.A.A. 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo-TO: caracterização geológica-petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. In: SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*[...], p. 313-314.

Gorayeb P.S.S., Pimentel M.M., Armstrong R., Galarza M.A. 2017. Granulite-facies metamorphism at ca. 570-580 Ma in the Porangatu Granulite Complex, central Brazil: implications for the evolution of the Transbrasiliiano Lineament. *Brazilian Journal of Geology*, **47**(2):327-344.

Green D.H. & Ringwood A.E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**(5):767-833.

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.

Harley S.L. 1985. Garnet-orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land, Antarctica – metamorphic pressure-temperature-time evolution of the Archean Napier Complex. *Journal of Petrology*, **26**(4):819-856.

Hasui Y. 2012. Sistema orogênico Tocantins. In: Hasui Y. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, p. 289-325.

Hasui Y., Góes A.M., Beltrão J.F., Martins J.P.A., Lemos R.L., Costa J.B.S. 1984. Geologia da região de Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*. **14**(1):3-11.

Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Englewood Cliffs Prentice Hall, New Jersey. 587p.

Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J. and Schoene B. 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40**:311-332.

Hoskin P.W.O. & Black L.O. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**(4):423-439.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 1998. *Folha topográfica. Tocantins SC-22*. Escala 1:1.000.000. 3ª ed. [S.l.], Ministério do Planejamento e Orçamento. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/>. Acesso em: 01.10.19.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 2017. *Base cartográfica contínua. Porto Nacional SC.22-Z-B*. Escala 1:250.000. [S.l.], Ministério do Planejamento e Orçamento. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/>. Acesso em: 01.10.19.

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.

Klaver M., Roever E.W.F. de, Nanne J., Mason P., Davies G. 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: evidence for two separate UHT events. *Precambrian Research*, **262**:1-19.

Kröener A. & Cordani U.G. 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, **375**:325-352.

Kroonenberg S.B., Roever E.W.F. de, Fraga L.M., Reis N.J., Faraco M.T., Lafon J.M., Cordani U.G., Wong T.E. 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana shield in Suriname: a revised model. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw*, **95**:491-522.

Kuyumjian R.M. 1994. A sequência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás. In: SBG, Núcleo Brasília, *Boletim Informativo*, **17**:(1-2):34-38.

Kuyumjian R.M., Cruz E.L.C.C.da, Araújo Filho J.O.de, Moura M.A., Guimarães E.M., Da Silva Pereira K.M. 2012. Geology of and gold occurrences in the granite-greenstone terrane of Tocantins, central Brazil: state of the art and guide lines for mineral exploration programs. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**:213-228.

Lima H.A.F., Ferreira Filho C.F., Pimentel M.M., Dantas E.L., Araújo S.M. 2008. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**:300-317.

Ludwig K.R. 2003. *User's manual for Isoplot/Ex Version 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, 70p. (Special Publication, 4).

Macambira M.J.B., Silva D.C., Barros C.E.M., Scheller T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: 4º South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, *Anais[...]*, p. 205-208.

Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M. 1984. Província Tocantins: setores central e sudeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Blücher, p. 205-264.

Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, **10**:1477-1506.

Milhomem Neto J. M., Lafon J. M., Galarza M. A., Moura C.A.V. 2017b. Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. *In: Rizzotto G. J., Quadros M. L.do E. S., Vasquez M. L. (org). Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBGeo-Núcleo Norte, **10**:195-208.

Milhomem Neto J. M., Lafon J. M., Galarza M. A., Moura C.A.V. 2017a. U-Pb em zircão por LA-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. *In: Rizzotto G. J., Quadros M. L.do E. S., Vasquez M. L. (org). Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBGeo-Núcleo Norte, **10**:333-346

Nanne J.A.M., Roeber E.W.F. de, Groot K. de, Davies G.R., Brouwer F.M. 2020. Regional UHT metamorphism with widespread, primary CO₂-rich cordierite in the Bakhuis Granulite Belt, Surinam: a feldspar thermometry study. *Precambrian Research*, **350**:1-14.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Mucida D.P. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**(1):60-78.

Parrish R.R. 1990. U-Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*, **27**:1431-1450.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. 2nd ed. [S.l.], Springer-Verlag. 289p.

Patchett P.J. & Tatsumoto M. 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**:263-267.

Pimentel M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília *Belt*, central Brasil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, **46**(Suppl 1):67-82.

Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1994. Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **24**:104-111.

Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Silva Del'Rey L.J.H. 1996. Dados dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **26**:61-70.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Yost H., Armstrong R.A., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold *Belt* and the Goiás Magmatic Arc. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 195-229.

Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321-335.

Pimentel M.M., Yost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. *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, Editora Beca, p. 355-368.

Ribeiro P.S.E. & Alves C.L. 2017. *Geologia e recursos minerais da região de Palmas. Folha Miracema do Norte (SC.22-X-D), Porto Nacional (SC.22-Z-B) e Santa Teresinha (SC.22-Z-A). (Programa geologia do Brasil. Levantamentos geológicos básicos)*. Escala 1:250.000. Projeto geologia da região de Palmas. Goiânia, CPRM.

Roever E.W.F. de, Lafon J.M., Delor C., Cocherie A., Rossi P., Guerrot C., Potrel A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, (2-3-4):175-206.

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

Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**:123-138.

Saboia A. 2009. *O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, estado do Tocantins*. Unpublished MSc Theses, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 96p.

Sachett C.R., Lafon J.M., Kotschoubey B. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (To): novos resultados. In: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais[...]*, p. 264-267.

Sandiford M., Powell R., Martin S.F., Perera L.R.K. 1988, Thermal and baric evolution of garnet granulites from Sri Lanka. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**(3):351-364.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. e Gonçalves J.H. (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM, p. 169-226.

Santos T.J.S., Fetter A.H., Nogueira Neto J.A. 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., Wit M.J. de (Eds.). *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. London, Geological Society, p. 101-120. (Special Publications, 294).

Schobbenhaus F.C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1975. *Folha Goiás (SD.22)*. Brasília, DF, DNPM, 114p. (Carta geológica do Brasil ao Milionésimo).

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

Sousa I.M.C., Giustina M.E.S., Oliveira C.G. 2016. Crustal evolution of the northern Brasília Belt basement, central Brazil: a Rhyacian orogeny coeval with a pre-Rodinia supercontinent assembly. *Precambrian Research*, **273**: 129-150.

Söderlund 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 Letters*, **219**:311-324.

- Spier C.A. & Ferreira Filho C.F. 1999. Geologia estratigráfica e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:173-178.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2):207-221.
- Thirlwall M.F. & Anczkiewicz R. 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MC–ICP–MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of Mass Spectrometry*, **235**:59-81.
- Uhlein A., Fonseca M.A., Seer H.J., Dardenne M.A. 2012. Tectônica da faixa de dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. CPMTCC – Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, *Geonomos*, **20**(2):1-14.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. *Tectonic evolution of the Brasília Belt central Brazil and early assembly of Gondwana*. London, *Geological Society*, p. 197-210. (Special Publications, 294).
- Van Reenen D.D., Roering C., Brandl G., Smit C.A., Barton J.M. 1990. The granulite facies rocks of the Limpopo Belt, southern Africa. In: Vielzeuf D., Vidal P. (Eds.). *Granulites and Crustal Evolution*. Dordrecht, Kluwer Academic, p. 257-289. (NATO-ASI Series C211).
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. 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, CPRM, p. 39-112.
- Ventura D.B.R., Soares J.E., Fuck R.A., Coutrim C.L.C. 2011. Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(1):130-140.
- Waard D. de 1965. The occurrence of garnet in the granulite facies terrain of the Adirondack Highlands. *Journal of Petrology*, **6**(1):165-191.
- Winter J.D. 2010. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey, Pearson Prentice Hall, 702p.
- Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. Tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. 2º ed. [S.l.], EDUNB, 434p.

APÊNDICE A – Tabela com sigla de amostras catalogadas, suas respectivas coordenadas e classificação da rocha.

Sigla da amostra	Coordenadas		Classificação
	Latitude	Longitude	
PN-02	-	-	Hornblenda-granada granulito máfico
PN-39-A	-	-	Hornblenda-granada granulito máfico
PN-40-A	-	-	Hornblenda-granada granulito máfico
PPN-III-21A	-	-	Hornblenda-granada granulito máfico
PPN-IV-16C	-	-	Hornblenda-granada granulito máfico
EPN/18-01	10°27'53" S	48°13'00" W	Biotita enderbito
EPN/18-02A	10°27'37" S	48°12'35" W	Biotita enderbito
EPN/18-02B	10°27'37" S	48°12'35" W	Charnockito + Biotita enderbito
EPN/18-06	10°31'16" S	48°12'30" W	Biotita enderbito
PN-07	-	-	Biotita enderbito
PN-22	-	-	Biotita enderbito
PN-36	-	-	Granada enderbito
EPN/18-04	10°32'02" S	48°11'32" W	Sillimanita-granada gnaisse
EPN/18-05	10°31'38" S	48°12'18" W	Sillimanita-granada gnaisse
PN-04	-	-	Sillimanita-granada gnaisse
PN-20	-	-	Sillimanita-granada gnaisse
PN-22	-	-	Cianita-sillimanita-granada gnaisse