



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 618

IMPLANTAÇÃO DA METODOLOGIA U-Pb EM MONAZITA POR LA- ICPMS NO LABORATÓRIO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA DA UFPA (PARÁ-ISO): APLICAÇÃO EM ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DA REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

Dissertação apresentada por:

DOMINIQUE DE PAULA AMARAL FERREIRA
Orientador: Prof. Dr. Jean-Michel Lafon (UFPA)

BELÉM – PA
2022

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)

-
- F383i Ferreira, Dominique de Paula Amaral.
Implantação da metodologia U-Pb em monazita por LA-ICP- MS no
Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) : aplicação em
rochas de alto grau metamórfico da região central do Amapá, Sudeste do
Escudo das Guianas / Dominique de Paula Amaral Ferreira. — 2022.
xvii, 121 f. : il. color.
- Orientador(a): Prof. Dr. Jean-michel Lafon
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,
Belém, 2022.
1. U-Pb em monazita. 2. LA-ICP-MS. 3. Material de
referência. 4. Metamorfismo de alto grau. 5. Sudeste do
Escudo das Guianas. I. Título.

CDD 551.701



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

**IMPLANTAÇÃO DA METODOLOGIA U-Pb EM
MONAZITA POR LA- ICPMS NO LABORATÓRIO DE
GEOLOGIA ISOTÓPICA DA UFPA (PARÁ-ISO):
APLICAÇÃO EM ROCHAS DE ALTO GRAU
METAMÓRFICO DA REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ,
SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS**

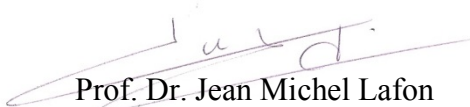
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

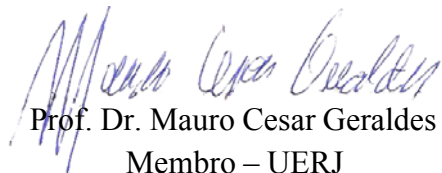
DOMINIQUE DE PAULA AMARAL FERREIRA

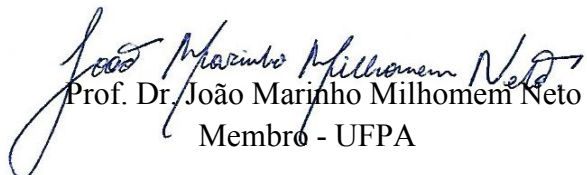
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA e linha de pesquisa GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA
ISOTÓPICA

Data da Aprovação: 15 / 06 / 2022

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
Orientador - UFPA


Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês
Membro – UERJ


Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto
Membro - UFPA

À minha avó (*in memoriam*)

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior Brasil - (CAPES) pela concessão da bolsa - Código de Financiamento 001.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) pela infraestrutura.

Ao Projeto Universal CNPq (423625/2018-7), e AMIRA P1061B Module 7a, coordenados pelo orientador desta dissertação.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) pelo suporte instrumental na realização das análises isotópicas.

Ao Laboratório de Microanálises IG/UFPA e Laboratório de Análises Minerais da Superintendência de Belém do Serviço Geológico do Brasil (LAMIN-BE), em especial à Gisele Marques, Ana Paula Correa, Marcelo Vasquez e Jenny Ortega, pela obtenção de imagens de elétrons retro espalhados e análises químicas semiquantitativas por Microscopia Eletrônica de Varredura, tão importantes para este trabalho.

Ao Laboratório de Laminação do IG/UFPA, nas pessoas da Joelma Lobo e Bruno Veras, pela confecção dos *mounts*, e extraordinária prestatividade e bom humor.

Ao Laboratório de LA-ICP-MS da Unidade de Pesquisa Géosciences Montpellier da Universidade Montpellier II, França, pelas análises isotópicas e troca de informações.

Ao professor Dr. Jean-Michel Lafon pela orientação, dedicação e paciência.

Ao professor Dr. João Milhomem pelos consideráveis ensinamentos.

A Maristella Santos do Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto, MG, por fornecer os materiais de referência utilizados aqui.

Ao professor Dr. Paulo Gorayeb por ceder o as amostras e lâminas utilizadas na pesquisa e pelas significativas contribuições. Extendo os agradecimentos ao professor Dr. Moacir Macambira.

Aos colegas do Grupo Amaparaenses, que prestaram imprescindível auxílio em diversas fases deste trabalho, tardes de café e partilhas de angústias.

Aos amigos do peito que me acompanharam nos melhores e piores momentos dessa jornada.

A minha família, o maior motivo de eu seguir em frente.

A todas as pessoas que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento desta dissertação, meu “muito obrigada!”.

*“A ciência não só é compatível com a espiritualidade, mas também é uma fonte de
espiritualidade profunda.”*

Carl Sagan

RESUMO

Esta dissertação foi dedicada à implantação do protocolo experimental da metodologia U-Pb em monazita por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado e sonda a *laser* (LA-ICP-MS) no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). A monazita é um ortofosfato de elementos terras raras leves que ocorre em diversos tipos de rochas ígneas e metamórficas. Sua resistência a metamictização e alta temperatura de fechamento para difusão de Pb (~750-900°C) fazem deste mineral uma importante ferramenta para datar eventos metamórficos de alto grau pelo método U-Pb. O protocolo de preparação da amostra para separação e concentração da monazita foi adaptado do procedimento já em rotina para o zircão, levando em conta as especificidades da monazita (principalmente a susceptibilidade magnética). Após a seleção dos cristais e confecção das pastilhas com resina epóxi, imagens por elétrons retro espalhados (ERE) foram obtidas em Microscópio Eletrônico de Varredura para avaliar as estruturas internas e selecionar os locais para as análises isotópicas no ICP-MS *Thermo Finnigan Neptune* equipado com uma sonda *laser Nd:YAG 213nm CETAC LSX-213 G2*. A redução dos dados analíticos brutos foi realizada em macro *Microsoft Excel*, adaptada para o processamento de dados da monazita. Os cálculos da idade foram efetuados com auxílio do programa Isoplot/EX. Inicialmente, duas monazitas já instituídas como materiais de referência internacional (Bananeira e Diamantina) foram analisadas para testar a confiabilidade, precisão e reprodutibilidade dos dados analíticos. Além destas, uma amostra de monazita de um pegmatito neoproterozoico da porção leste do Cinturão Araguaia, estado do Tocantins, foi avaliada como potencial material de referência (MR). As análises por LA-ICP-MS das monazitas Bananeira e Diamantina forneceram idades de 510 ± 5 Ma (médias ponderadas das idades $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, $n = 27$, 95% conf., MSWD = 0,089) e 495 ± 2 Ma (médias ponderadas das idades $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $n = 47$, 95% conf., MSWD = 0,995) respectivamente, similares aos valores de 508 ± 1 Ma e 495 ± 1 Ma obtidos por ID-TIMS, LA-Q-ICP-MS e LA-SF-ICP-MS para esses respectivos MRs. A maior intensidade do sinal analítico da monazita Bananeira a elegeu como MR primário e a monazita Diamantina como MR secundário. Imagens ERE e mapas composicionais destacaram a homogeneidade da amostra de monazita Xambioá. A análise por LA-ICP-MS forneceu uma média ponderada das idades $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ de $514,8 \pm 2,3$ Ma ($n = 27$, 2σ , MSWD = 0,56), que é compatível com o quadro geológico regional. Esses dados precisam ser validados por comparação inter-laboratorial, porém essa monazita mostrou potencial como MR interno do laboratório tendo em vista o tamanho do cristal disponível (7 cm de comprimento, ~180 g). Uma primeira aplicação da metodologia U-Pb em monazitas por LA-

ICP-MS buscou fornecer uma idade confiável do metamorfismo de rochas paleoproterozoicas do complexo granulítico Tartarugal Grande (CGTG), na região central do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas. Para comparação interlaboratorial, uma das amostras foi também analisada no Laboratório de LA-ICP-MS da Unidade de Pesquisa Géosciences Montpellier da Universidade de Montpellier, França. Foram analisadas monazitas de dois granada-biotita gnaisses riacianos do CGTG (HP-17 e HP-04) e um neossoma derivado destes (HP-09C). Estudos estimaram que o metamorfismo destas rochas em condições de fácies granulito alcançou temperatura de $800^{\circ} \pm 20^{\circ} \text{C}$ e pressão de $\sim 7 \text{ Kbar}$. As análises isotópicas U-Pb das monazitas da amostra HP-17 forneceram idades por intercepto superior de $2058 \pm 19 \text{ Ma}$ ($n = 51$, MSWD = 0,64; Pará-Iso) e $2037 \pm 4 \text{ Ma}$ ($n = 15$, MSWD = 0,098; Montpellier), portanto similares dentro do erro. A amostra HP-09C forneceu uma idade média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de pontos concordantes de $2058 \pm 7 \text{ Ma}$ ($n = 30$, 2σ , MSWD = 0,15). Estas idades são interpretadas como sendo do pico de metamorfismo granulítico. As monazitas da amostra HP-04 apresentaram um espalhamento dos pontos analíticos ao longo da Concórdia, com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variando de 2096 a 2056 Ma. Essas idades podem retratar um intervalo de crescimento prolongado da monazita durante o metamorfismo ou uma reabertura parcial a total do sistema U-Pb de monazitas magmáticas do protólito durante o evento metamórfico. A integração dos dados U-Pb das monazitas com os dados geocronológicos anteriores das rochas do CGTG e unidades magmáticas vizinhas indicam a ocorrência de um magmatismo granítico intenso entre $\sim 2,10$ e $2,08 \text{ Ga}$, seguido por um evento metamórfico de alta temperatura e pressão intermediária. O pico de metamorfismo ocorreu em torno de $2,06\text{-}2,04 \text{ Ga}$, e o resfriamento metamórfico entre $\sim 2,04$ e $1,96 \text{ Ga}$ quando alcançou temperatura abaixo de 300°C , indicados pelas idades $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ em biotita. Estes dados confirmam que o evento metamórfico tardi-orogênico de alto grau evidenciado na região central do Amapá foi contemporâneo ao evento metamórfico de alto grau identificado no cinturão granulítico Bakhuis (Suriname). As idades obtidas com êxito demonstram a viabilidade de realizar a metodologia U-Pb em monazita por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso, sendo colocada em rotina à disposição dos usuários.

Palavras-chave: U-Pb em monazita; LA-ICP-MS; material de referência; metamorfismo de alto grau; Sudeste do Escudo da Guianas.

ABSTRACT

The objective of this dissertation was the implementation of the experimental procedure of the U-Pb methodology on monazite by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) at the Pará-Iso/UFGPA laboratory. Monazite is an orthophosphate of light rare earth elements which occurs in several types of igneous and metamorphic rocks. Its resistance to metamictization and high closure temperature for Pb (~750-900°C - Parrish 1990; Cherniak *et al.* 2004) make it an important tool to provide timing of high-grade metamorphic events using U-Pb geochronology. Sample preparation procedure for monazite separation and concentration was adapted from that used for analyzes in zircon, taking into consideration the monazite specificities (mainly magnetic susceptibility). After crystal selection and making the mounts with epoxy resin, Backscattered Electron (BSE) images were obtained to assess internal structures and to select the sites in the monazite for isotopic analyzes by Neptune Thermo Finnigan ICP-MS equipped with a CETAC Nd: YAG 213 nm laser microprobe model LSX-213 G2. The raw data reduction was processed using an inhouse Excel spreadsheet, adapted for monazite data processing. Age calculations were performed with the Isoplot/EX. Initially, we analyzed two international reference materials (Bananeira and Diamantina monazites) to evaluate precision, accuracy and reproducibility of the analytical data. In addition, we evaluate as a potential reference material (RM) a sample of monazite from a Neoproterozoic pegmatite from eastern portion of the Araguaia Belt, state of Tocantins. Bananeira and Diamantina monazite analyzes by LA-ICP-MS provided ages of 510 ± 5 Ma ($^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ^{238}U weighted average age, $n = 27$, 95% conf., MSWD = 0,089) and 495 ± 2 Ma ($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ weighted average age, $n = 47$, 95% conf., MSWD = 0,995) respectively, similar to the ages of 508 ± 1 Ma and 495 ± 1 Ma obtained by ID-TIMS, LA-Q-ICP-MS and LA-SF-ICP-MS for these respective RMs. The higher intensity of the analytical signal of the Bananeira monazite got it elected as the primary MR and the Diamantina monazite as the secondary MR. BSE images and compositional maps highlighted the homogeneity of the Xambioá monazite. Analyzes by LA-ICP-MS provided $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ weighted average age of $514,3 \pm 2,3$ Ma ($n = 27$, 2σ , MSWD = 0,56), compatible with the regional geological framework. These data need to be validated by inter-laboratory comparison, however this monazite showed potential as an internal laboratory MR considering the size of the crystal available (7 cm length, ~180 g). Next, a first application of the U-Pb methodology on monazites by LA-ICP-MS supplied a reliable age for the high-grade metamorphism of Paleoproterozoic rocks from the Tartarugal Grande granulitic complex (CGTG), in central state of Amapá, southeastern Guiana Shield. For interlaboratory

comparison, a sample was also analyzed at the LA-ICP-MS Laboratory of the Research Unit Géosciences-Montpellier at the University of Montpellier, France. Monazites from two Rhyacian garnet-biotite gneisses from CGTG (HP-17 and HP-04) and neosome derived from them (HP-09C) were analyzed. Studies estimated granulite facies conditions with temperature of $800^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$ and pressure of ~ 7 Kbar for the metamorphism of these rocks. U-Pb isotopic analyzes on monazites from sample HP-17 provided upper intercept ages of 2058 ± 19 Ma ($n = 51$, MSWD = 0,64; Pará-Iso) and 2037 ± 4 Ma ($n = 15$, MSWD = 0,098; Montpellier) therefore similar within the error. The monazites from sample HP-09C provided a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted average age of 2058 ± 7 Ma ($n = 30$, 2σ , MSWD = 0,15). These ages are interpreted as age of the granulitic metamorphic peak. The monazites of sample HP-04 presented a spreading of the analytical points along Concordia curve, with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dates ranging from 2096 to 2056 Ma. These dates may depict a prolonged growth interval for the monazite during metamorphism or a partial to total resetting of the U-Pb system of monazite from the magmatic protolith during the metamorphic event. Data integration of U-Pb on monazite from this work with previous geochronological results from CGTG rocks and surrounding magmatic units indicate the occurrence of intense granitic magmatism between ~ 2.10 and 2.08 Ga, followed by a high temperature and intermediate pressure metamorphic event. The peak of metamorphism occurred around 2.06 - 2.04 Ga, and metamorphic cooling between ~ 2.04 and 1.96 Ga when it reached a temperature below 300°C , indicated by ages ^{40}Ar - ^{39}Ar in biotite. These data confirm that high-grade late-orogenic metamorphism evidenced in central Amapá and identified in the Bakhuis Granulitic Belt (Suriname) are coeval. The ages obtained successfully demonstrate the feasibility of carrying out the U-Pb methodology in monazite by LA-ICP-MS at the Pará-Iso Laboratory that can be routinely made available to users.

Keywords: U-Pb on monazite; LA-ICP-MS; reference material; high-grade metamorphism; Southeastern Guiana Shield.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 4.1 - Imagens dos *mounts* mostrando os cristais A, B e C das monazitas de referência Bananeira e Diamantina obtidas com a câmera do *laser LSX-213 G2* da *CETAC* utilizando-se o *software DigiLaz* versão 2.0.4 Cada medida na escala equivale a cerca de 169 μm na foto dos fragmentos da monazita Bananeira, e cerca de 127 μm na foto dos fragmentos da monazita Diamantina.....26
- Figura 4.2 – Imagens ERE e mapas composicionais MEV-EDS do fragmento A – monazita Bananeira para os elementos Ce, La, Sm, Nd, Pb, U e Th mostrando a homogeneidade interna. Os pontos pretos correspondem a *spots* de 25 μm do *laser* 213nm de análises U-Pb realizadas previamente nos cristais.27
- Figura 4.3 – Imagens ERE e mapas composicionais MEV-EDS do fragmento A – monazita Diamantina para os elementos Ce, La, Sm, Nd, Pb, U e Th mostrando a homogeneidade interna. Os pontos pretos menores e brilhantes maiores correspondem a *spots* de 25 e 50 μm de *laser* 213nm de análises U-Pb realizadas previamente nos cristais.28
- Figura 4.4 – Diagramas Concórdia e de idades média ponderada $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ para a monazita Bananeira usando a monazita Diamantina como MR primário obtidas por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso em (A) primeira sessão de 2019, (B) segunda sessão de 2019 e (C) sessão III em 2020. No diagrama de média ponderada em A): os traços maiores de cor laranja correspondem às análises em que o MR primário Diamantina foi analisado com *spots* de 25 μm de diâmetro; os traços menores de cor vermelha correspondem às análises em que o MR primário Diamantina foi analisado com *spots* de 50 μm de diâmetro, isso explica também a diferença nos tamanhos das elipses no diagrama Concórdia (A).31
- Figura 4.5 – Diagramas Concórdia e de idades média ponderada $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ para a monazita Diamantina usando a monazita Bananeira como MR primário obtidas por LA-ICP-MS no Laboratório Paraíso em (A) primeira sessão de 2019, (B) segunda sessão de 2019 e (C) sessões IV de 2020 e V de 2021 juntas. No diagrama de média ponderada em A): os traços de cor laranja correspondem a análises realizadas na amostra de monazita Diamantina com *spots* de 25 μm de diâmetro; os traços de cor vermelha representam análises realizadas na amostra de monazita Diamantina com *spots* de 50 μm de diâmetro.32

Figura 4.6 - Geologia da área de estudo no estado do Tocantins com localização aproximada da ocorrência da monazita Xambioá. Recorte do mapa geológico da Folha Araguaia (1:1.000.000; Faraco <i>et al.</i> 2004).....	36
Figura 4.7 - Cristal euédrico centimétrico de monazita Xambioá.....	38
Figura 4.8 - Imagens ERE por microscopia eletrônica de varredura representativas dos cristais de monazita Xambioá, mostrando aparente homogeneidade sem zoneamento e poucas inclusões e fraturas.	39
Figura 4.9 - Mapas Composicionais MEV-EDS do fragmento A da monazita Xambioá para os elementos Ce, La, Nd, Sm, Pb, U e Th mostrando a homogeneidade da distribuição interna dos elementos.	40
Figura 4.10 - Diagrama Concórdia (A) e média ponderada da idade $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (B) para a monazita Xambioá.	42
Figura 5.1 - Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas de acordo com Fraga & Cordani (2019) e Fraga <i>et al.</i> (2020). Retirado de Gorayeb <i>et al.</i> (2021).	44
Figura 5.2 - Mapa simplificado do sudeste do Escudo das Guianas (A). Domínios tectônicos do sudeste do Escudo das Guianas (B): domínios Lourenço e Carecuru e Bloco Amapá. Adaptado de Rosa-Costa <i>et al.</i> (2014).	46
Figura 5.3 - Mapa geológico da região de ocorrência do complexo granulítico Tartarugal Grande e unidades que fazem contato na área de estudo, com a localização e idades de amostras previamente datadas e localização das amostras utilizadas neste estudo. Recorte do mapa geológico das folhas Rio Araguari (1:250.000; Rosa-Costa <i>et al.</i> 2014) e Macapá (1:250.000; Barbosa & Chaves 2015).....	49
Figura 5.4 - Amostra HP-04. (A) Amostra de mão com bandamento discreto. (B) Contatos lobados gerados por recristalização por migração de limite de grão em alta temperatura com subgrão. (C) Porfiroblasto de granada levemente assimétrico com sombra de pressão com biotita e minerais opacos. (D) Cristais de monazita anédricos gerando halo pleocróico em biotita.	56
Figura 5.5 - Amostra HP-17. (A) Amostra de mão com bandamento descontínuo. (B) Microclina com geminação ‘tartan’. (C) Mimerquita em plagioclásio em contato com k-feldspato. (D) Cristais de monazita anédricos e arredondados.	57
Figura 5.6 - Amostra HP-09C. A) Afloramento da Pedreira; B) Amostra HP-09C; C) Monazitas inclusas na parte leucocrática da rocha; e D) Monazitas como inclusões em granada.....	59

- Figura 5.7 - A) Organização dos cristais de monazita sobre fita adesiva em lâmina de vidro; B) pastilhas em resina epóxi confeccionadas em dois diferentes moldes; e C) detalhe dos cristais na seção polida.....61
- Figura 5.8 - Imagens ERE representativas dos cristais de monazita do granada-biotita leucognaisse (HP-04) para análises U-Pb por LA-ICP-MS. Os círculos vermelhos tracejados representam localizações dos *spots* de 25µm.64
- Figura 5.9 - Imagens ERE representativas dos cristais de monazita do granada-biotita leucognaisse (HP-17) para análises U-Pb por LA-ICP-MS. O círculo tracejado vermelho no cristal A1 indica a localização de *spot* de 25µm de diâmetro, os círculos contínuos amarelos nos demais indicam a localização dos *spots* de tamanho 10µm de diâmetro. As idades apresentadas em *itálico* são aquelas discrepantes da média de idades obtidas.....66
- Figura 5.10 - Imagens ERE representativas dos cristais de monazita do granada-biotita leucognaisse (HP-17) para análises U-Pb por LA-ICP-MS no Laboratório de Montpellier. A localização dos *spots* não foi indicada.67
- Figura 5.11 - Imagens ERE representativas dos cristais de monazita da amostra de neossoma (HP-09C). Os círculos amarelos indicam a localização de *spots* de tamanho 10µm de diâmetro.68
- Figura 5.12 - Diagramas Concórdia e média ponderada para as monazitas das rochas do complexo granulítico Tartarugal Grande. A) e B) Amostra HP-04; C) e D) Amostra HP-17; e E) e F) Amostra HP-09C.69
- Figura 5.13 - Síntese da cronologia dos eventos magmáticos e metamórficos do complexo granulítico Tartarugal Grande.....73

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Principais materiais de referência internacionais de monazita utilizados atualmente.....	18
Tabela 3.2 - Síntese das características das duas monazitas de referência utilizadas neste trabalho.	19
Tabela 4.1 - Configuração dos coletores para a análise isotópica de U, Th, Pb e Hg em monazita com o espectrômetro de massa MC-ICP-MS <i>Neptune</i>	22
Tabela 4.2 - Parâmetros de instrumentação para o MC-ICP-MS e <i>laser Nd:YAG 213</i>	23
Tabela 4.3 - Sumário das sessões de análises realizadas nos anos de 2019, 2020 e 2021.	29
Tabela 4.4 - Razões isotópicas médias obtidas e idades calculadas para as monazitas Bananeira e Diamantina.....	34
Tabela 5.1 - Dados geocronológicos para rochas do complexo granulítico Tartarugal Grande (Gorayeb <i>et al.</i> 2021).	53

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xi
LISTA DE TABELAS.....	xiv
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA.....	4
1.3 OBJETIVOS	7
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	8
1.4.1 Pesquisa Bibliográfica	8
1.4.2 Implantação do Protocolo Analítico.....	8
1.4.2.1 <i>Análise por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)</i>	8
1.4.2.2 <i>Análises Isotópicas U-Pb em materiais de referência de monazita por LA-ICP-MS</i>	9
1.4.3 Seleção das Amostras para Aplicação Geológica.....	10
1.4.4 Estudos Petrográficos.....	11
1.4.5 Preparação de Amostras	11
1.4.6 Análises Isotópicas U-Pb das Amostras de Monazita por LA-ICP-MS.....	12
2 CONSIDERAÇÕES SOBRE A MONAZITA: REFERENCIAL TEÓRICO, TEMPERATURA DE FECHAMENTO E DIFUSÃO DE Pb	13
3 MATERIAIS DE REFERÊNCIA: PRINCIPAIS MATERIAIS UTILIZADOS INTERNACIONALMENTE	17

4	IMPLEMENTAÇÃO DA METODOLOGIA U-Pb EM MONAZITA POR LA-ICP-MS NO LABORATÓRIO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA DA UFPA (PARÁ-ISO).....	20
4.1	ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	20
4.2	ANÁLISES ISOTÓPICAS U-Pb POR LA-MC-ICP-MS	21
4.3	ANÁLISES DOS MATERIAIS DE REFERÊNCIA	25
4.3.1	Monazita Bananeira	29
4.3.2	Monazita Diamantina	30
4.4	MONAZITA XAMBIOÁ: PROVENIÊNCIA E POTENCIAL PARA USO COMO MR SECUNDÁRIO	35
5	APLICAÇÃO EM ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DO CTG, NO SUDESTE DO EG	43
5.1	CONTEXTO REGIONAL	43
5.2	O SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS	44
5.3	COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE.....	50
5.4	TIPOS DE ROCHA E DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS	53
5.4.1	Granada-biotita leucognaisse - HP-04	54
5.4.2	Granada-biotita leucognaisse - HP-17	55
5.4.3	Neossoma - HP-09C	58
5.5	GEOCRONOLOGIA U-Pb EM MONAZITA POR LA-ICP-MS	60
5.5.1	Preparação de amostras	60
5.5.2	Análise por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	61
5.5.3	Análise U-Pb por LA-ICP-MS.....	62
5.6	RESULTADOS	63
5.6.1	Granada-biotita leucognaisse (amostra HP-04).....	63
5.6.2	Granada-biotita leucognaisse (amostra HP-17).....	64
5.6.3	Neossoma (amostra HP-09C).....	67
5.7	DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES	69

6	CONCLUSÕES.....	75
	REFERÊNCIAS.....	77
	APÊNDICE A – TABELAS SUPLEMENTARES 01 A 07	89

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A monazita é um ortofosfato com íons de terras raras leves (LREE)PO₄ - sendo os LREE principalmente La + Ce + Nd. Sua utilização em geocronologia ocorre devido à incorporação de urânio e tório em quantidade da ordem de centenas de ppm em sua estrutura. Este mineral fornece com frequência idades U–Pb concordantes no diagrama Concórdia (Wetherill 1956), sem apresentar a perda de Pb radiogênico, que é uma característica comum no caso do zircão (Parrish 1990, Farley & Stockli 2002, Harrison *et al.* 2002). A monazita também apresenta baixa concentração de Pb comum e alta temperatura de fechamento para difusão de Pb estimada entre ~750°C (Parrish 1990, Engi 2017) e ~900°C (Cherniak *et al.* 2004).

O zoneamento geoquímico, causado pelos elementos traços em minerais como a monazita, fornece informações valiosas sobre as reações que a rocha hospedeira experimentou em diferentes etapas de sua história geológica. A composição química variável e alta resistência a processos de metamictização da monazita despertaram uma atenção crescente sobre este mineral para o seu uso como geocronômetro. Dessa forma, o desenvolvimento de técnicas que possibilitam a obtenção de idades em locais específicos do zoneamento de um grão mineral, como a espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado e sistema de ablação a *laser* (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* – LA-ICP-MS), foi um fator fundamental para o aproveitamento do potencial da monazita em geocronologia (Kohn & Vervoort 2008).

A análise isotópica por LA-ICP-MS tem importante histórico de aplicação para geocronologia U–Pb em minerais acessórios, com vantagens como a facilidade e rapidez de operação e custo relativamente menor comparado a outras técnicas. Essa técnica analítica surgiu inicialmente com foco no zircão, porém, é cada vez mais recorrente o uso de outros minerais acessórios como allanita, apatita, titanita, xenótimo, rutilo e monazita (McFarlane & Luo 2012). A implementação dessa técnica necessita da disponibilidade de materiais de referência primários e secundários para normalização e controle de qualidade das análises. Outros fatores, como a preparação de amostras, calibração dos equipamentos, configuração instrumental, e tratamento de dados requerem cuidados específicos, tornando imprescindível que o laboratório desenvolva um procedimento específico para a datação de cada mineral (Gonçalves *et al.* 2016, Vlach 2010).

A monazita é um mineral acessório que ocorre numa ampla gama de ambientes geológicos e está distribuído em diversas rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Também ocorre em carbonatitos, charnockitos, migmatitos e veios de quartzo e pegmatíticos, bem como em depósitos aluviais, como mineral detrítico. A ocorrência deste último atesta a capacidade da monazita de sobreviver a ciclos metamórficos e sedimentares por centenas de milhões de anos. Sua forte resistência física e química durante processos pós-cristalização faz dela um dos alvos prioritários e bastante útil para datar eventos magmáticos e metamórficos de alta temperatura/pressão (Parrish 1990, Boatner 2002, Spear & Pyle 2002, Xie *et al.* 2018).

Este trabalho apresenta o protocolo experimental da metodologia U-Pb em monazita por LA-ICP-MS implantado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), a exemplo do protocolo similar desenvolvido no mesmo laboratório por Milhomem & Lafon (2019, 2020) para o zircão. Serão apresentadas as razões isotópicas e idades U-Pb obtidas para dois materiais de referência internacional, monazita Bananeira (Gonçalves *et al.* 2016) e monazita Diamantina (Gonçalves *et al.* 2018), além dos resultados para uma primeira aplicação geológica. A aplicação desta metodologia foi realizada em monazitas metamórficas de três amostras de rochas do complexo granulítico Tartarugal Grande (CGTG), localizado no sudeste do Escudo das Guianas, as quais, apesar de terem sido previamente datadas pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, ainda não forneceram uma idade confiável para o evento de alto grau metamórfico.

Dentre todas as técnicas atualmente disponíveis no Pará-Iso, a metodologia U-Pb em zircão por LA-ICP-MS tem sido a mais utilizada por ser mais simples, mais rápida e com menor custo relativo de obtenção dos dados analíticos e instalação dos equipamentos necessários, quando comparada com a metodologia por microsonda iônica ou de diluição isotópica e espectrometria de massa por termoionização. Os procedimentos analíticos necessários para o desenvolvimento em rotina da metodologia U-Pb foram implantados no Laboratório Pará-Iso, combinada à metodologia Lu-Hf em cristais de zircão (Milhomem Neto 2018). Posteriormente, Milhomem & Lafon (2019, 2020) aplicaram essa metodologia em rochas magmáticas e metamórficas de diferentes composições do sudeste do Escudo das Guianas (EG), e os dados U-Pb obtidos consolidaram a identificação dos principais episódios de magmatismo arqueanos e paleoproterozoicos do extremo sudeste do EG, no estado do Amapá e na borda leste da Guiana Francesa.

Como para todos os métodos geocronológicos *in situ*, um dos aspectos críticos para obtenção de dados U-Pb em monazita por LA-ICP-MS é a necessidade de um material de referência bem caracterizado (Richter *et al.* 2019 e referências inclusas). Neste trabalho, além

dos dois materiais de referência internacionais citados anteriormente, uma monazita foi analisada a fim de avaliar seu potencial como possível material de referência interno para o laboratório. Esse material, a monazita Xambioá, possui características gemológicas e ocorre mineralizada em um corpo pegmatítico associado aos granitos neoproterozoicos da porção leste do Cinturão Araguaia (CA).

A ampliação das ferramentas geocronológicas disponíveis no Laboratório Pará-Iso através da implantação de metodologias U–Pb em monazita (e outros minerais acessórios como a titanita) por LA-ICP-MS, e sua consequente aplicação na datação de eventos metamórficos e magmáticos possibilitando também o melhor entendimento da evolução geodinâmica da Amazônia Oriental no Arqueano e Paleoproterozoico é parte integrante do PROJETO CNPq-UNIVERSAL 423625/2018-7 intitulado “Ampliação do potencial analítico do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA: Implantação de metodologias U–Pb *in situ* em minerais acessórios por LA-ICP-MS e aplicação à evolução crustal da Amazônia Oriental” e do PROJETO AMIRA P1061B – “South American Exploration Initiative Stage 2 modulo 7A”, coordenados pelo orientador dessa dissertação.

Sendo a monazita um mineral adequado para determinação da idade de metamorfismo de graus variados (Spear & Pyle 2002), a implantação da metodologia U–Pb em monazita por LA-ICP-MS proporciona mais uma ferramenta de investigação geocronológica e isotópica no Laboratório Pará-Iso para estes tipos de eventos. Por sua vez, sua aplicação em rochas do complexo granulítico Tartarugal Grande, consolidando idades do metamorfismo de alto grau, trará luz sobre os eventos metamórficos/deformacionais que afetaram esse setor do sudeste do Escudo das Guianas. A datação de tais eventos, até então pouco apurados do ponto de vista geocronológico, justamente devido à falta de metodologia adequada para minerais de paragênese metamórfica, permitirá um avanço na investigação dos processos de retrabalhamento crustal dos terrenos arqueanos e paleoproterozoicos no final da orogênese riaciana que afetou grande parte da porção oriental do Escudo das Guianas.

Esta dissertação está organizada em seis capítulos que incluem inicialmente a apresentação, problemática e justificativa, os objetivos e a metodologia utilizada para alcançar tais objetivos reunidos na Introdução (capítulo 1); Considerações gerais sobre a monazita: como referencial teórico, temperatura de fechamento e difusão de Pb, compõem o segundo capítulo. Um terceiro capítulo é dedicado aos materiais de referência internacionais para a monazita. O capítulo 4 apresenta as etapas da implementação da metodologia U–Pb em Monazita por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso. Esse capítulo inclui uma descrição detalhada do protocolo implementado no laboratório com os resultados obtidos para os

materiais de referência internacionais Bananeira e Diamantina (materiais de referência primários) e para uma monazita com potencial para material de referência interna do laboratório (material de referência secundário). O capítulo 5 é dedicado à aplicação da geocronologia U–Pb em monazitas provenientes de rochas granulíticas do complexo granulítico Tartarugal Grande, na região central do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas, visando à determinação da idade do metamorfismo de alto grau que afetou essa unidade e discutir as implicações para a evolução geodinâmica regional nesse setor do Escudo das Guianas. Por fim, os principais resultados são sumarizados nas considerações finais do capítulo 6.

1.2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Nos últimos 50 anos, a geocronologia experimentou grandes avanços em técnicas de instrumentação, análise e interpretação de dados, o que permitiu a sua utilização em quase todos os campos da geologia. Várias técnicas podem ser empregadas em rotinas para datar monazita, são elas: as análises por diluição isotópica e espectrometria de massa de ionização térmica (ID-TIMS), que envolvem a dissolução do mineral e o uso de traçador artificial (Parrish 1990, Gibson *et al.* 2004, Noce *et al.* 2004), as análises *in situ* por espectrometria de massa de íons secundários (microsonda iônica – SIMS; por exemplo, Harrison *et al.* 1995, Zhu *et al.* 1998, Cherniak *et al.* 2004) e por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado com ablação a *laser* (LA-ICP-MS) como em Kohn & Vervoort (2008). Ainda como método de análise *in situ*, existe a datação por microsonda eletrônica (EPMA) que utiliza as concentrações de U, Th e Pb para a determinação da idade (Montel *et al.* 1996, Cocherie & Albarède 2001).

A espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) combinada à extração de materiais por ablação a *laser* (LA) tem um histórico de grande aplicação na análise química mineral e permite determinar razões químicas e isotópicas do sistema U–Pb. Esta se tornou uma das ferramentas de microanálise *in situ* mais utilizadas em materiais geológicos sólidos devido ao fato de ser uma técnica menos custosa, mais amplamente disponível, versátil e mais rápida para a datação U–Pb *in situ*. As vantagens incluem alta resolução espacial, alta produtividade de resultados com menor tempo de análise pontual individual, boa precisão e boa exatidão e preparação relativamente simplificada da amostra (Freiberg *et al.* 2007, Mattinson 2013, Xie *et al.* 2018).

As principais dificuldades enfrentadas com o uso de LA-ICP-MS na geocronologia U–Pb residem principalmente no desvio de íons, diferenças de matriz entre materiais de

referência e amostras, fracionamento elementar entre U–Pb induzido por *laser* e correções de chumbo comum. Portanto, a determinação de parâmetros instrumentais e analíticos é essencial para a geração de dados confiáveis com alta qualidade e de maneira rotineira (Takenaka *et al.* 2015). Para tanto, a implantação de metodologias necessita de validação do protocolo utilizado e seu controle sistemático ao longo do tempo. Essa é a razão da necessidade do uso de um material de referência (padrão) adequado, o mais homogêneo possível em concentração e composição isotópica, datado com precisão e confiabilidade, certificado para correção externa do viés instrumental de massa e fracionamento elementar, e com disponibilidade para utilização em vários laboratórios pelo mundo, sendo, infelizmente, essa disponibilidade limitada.

Logo, a escolha de um material de referência secundário (referência interna ao laboratório), sua caracterização e calibração dos dados isotópicos e teores de U, Th e Pb é geralmente providenciado nos laboratórios para essa finalidade. O material escolhido neste estudo é a monazita Xambioá. Como comentado anteriormente, essa monazita tem qualidade gemológica, o que sugere uma certa homogeneidade química e um retículo cristalino bem preservado. Além disso, está disponível em quantidade suficiente para ser utilizada em longo prazo e ser distribuída em outros laboratórios para se tornar uma candidata em potencial como material de referência internacional. Essa monazita ocorre mineralizada num corpo pegmatítico do Cinturão Araguaia, nas proximidades da cidade de Xambioá, no estado do Tocantins (Santos 1983). Esses pegmatitos ocorrem em vários locais do Cinturão Araguaia e estão associados aos eventos magmáticos pós-colisionais do Ciclo Orogênico Brasileiro-Pan-Africano. Esta granitogênese na transição Neoproterozoico/Cambriano, que representa uma das últimas etapas do ciclo, desempenha um papel importante na compreensão da história evolutiva geológica do Cinturão Araguaia.

A monazita é o segundo mineral mais utilizado para o sistema radiométrico U–Pb, depois do zircão, num contexto onde a datação de minerais acessórios tornou-se uma das técnicas mais poderosas para determinar idades em uma variedade de eventos ígneos e metamórficos de alta temperatura (Xie *et al.* 2018). Embora seja um mineral acessório, a monazita é muito comum numa grande variedade de rochas como leucogranitos ou metapelitos e outras rochas paraderivadas. Durante o metamorfismo sua formação é possível numa ampla gama de condições (Malz 2002). Apesar de não ter sido ainda determinada com precisão, é praticamente consensual que a monazita possui uma das temperaturas de fechamento relativamente mais altas para o sistema U–Pb, após o zircão (Parrish 1990, Smith & Gilletti 1997, Cherniak *et al.* 2004). Portanto, como para o zircão, a monazita também pode

ser usada para determinar a idade de rochas magmáticas, porém ela é provavelmente o mineral acessório mais proveitoso para a determinação da idade dos eventos metamórficos em rochas de fácies de alto grau (Košler & Sylvester 2018, Xie *et al.* 2018).

O avanço nos estudos geológicos e geocronológicos sobre a porção sudeste do Escudo das Guianas tem aumentado nos últimos anos, sobretudo no Brasil, Guiana Francesa e Suriname. A porção oriental desse escudo Pré-cambriano que pertence ao Cráton Amazônico está inserida no contexto da Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazonas de acordo com as principais propostas clássicas de compartimentação do cráton como um todo (Tassinari & Macambira 2004, Santos *et al.* 2006). Com avanços nos estudos da geologia do Escudo das Guianas na última década, novas propostas de compartimentação para essa parte do Escudo vêm sendo apresentadas, configuradas em cinturões orogênicos e ígneos do final do Riaciano e início do Orosiriano e domínios arqueanos retrabalhados durante o Paleoproterozoico (Fraga & Cordani 2019, Fraga *et al.* 2020). Nessas novas propostas, a porção sudeste do Escudo das Guianas continua sendo entendida como uma expressiva faixa móvel riaciana que tem sua evolução relacionada ao ciclo de orogenias Transamazônico (2,26–1,95 Ga) e consistem na predominância de rochas paleoproterozoicas retrabalhadas, com forte influência de fontes Arqueanas (Vanderhaegue *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003, Théveniaut *et al.* 2006, Lafon & Rosa-Costa 2020, Fraga *et al.* 2020). Em território brasileiro, Rosa-Costa *et al.* (2014) individualizaram três domínios tectônicos, denominados de Bloco Amapá e domínios Carecuru, a sul, e Lourenço, a norte, sendo o primeiro arqueano e os dois últimos riacianos (Capítulo 5 – Figura 5.2).

No estado do Amapá, a área de estudo tem enfoque no complexo granulítico Tartarugal Grande (CGTG), localizado na transição do Bloco Amapá com o Domínio Lourenço. A associação de rochas metamórficas de alto grau é constituída predominantemente por granulitos félsicos e leucognaisses aluminosos, e granulitos máficos subordinados, com protólitos arqueanos e riacianos. Estas rochas são afetadas por zonas de cisalhamento e são localmente migmatizadas apresentando neossomas quartzo-feldspáticos. Gorayeb *et al.* (2021), em consonância com trabalhos anteriores, compreende o CGTG como primeiramente desenvolvido em um arco magmático na borda do bloco arqueano Amapá, seguido de um evento tectono-termal no final do Riaciano. Esta interpretação é apoiada pelos dados geocronológicos U–Pb por LA-ICP-MS em dois cristais de zircões metamórficos de um granulítico enderbítico que forneceram uma idade de 2045 ± 14 Ma, interpretada como o episódio metamórfico de alto grau que afetou a região no final do Riaciano. Esta idade é semelhante à idade de 2043 ± 8 Ma (U–Pb em monazita) obtida para um outro granulito

félsico por Enjolvy (2008), também interpretada como idade do metamorfismo granulítico. Idades entre 2,02 e 1,97 Ga (Sm-Nd em rocha total-granada e ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita) que correspondem ao resfriamento após o pico metamórfico para granulitos félsicos da mesma área também sustentam essa interpretação (Oliveira *et al.* 2008, Enjolvy 2008).

O evento riaciano tardio que origina o CGTG é contemporâneo ao metamorfismo de ultra-alta temperatura (UHT) do cinturão granulítico Bakhuis (2,09-2,03 Ga), no Suriname, porém é mais jovem que a idade do metamorfismo de alto grau evidenciado ao sul do Bloco Amapá por Rosa-Costa *et al.* (2008a) de 2,10-2,09 Ga obtida pela datação U-Th-Pb por microsonda eletrônica em monazitas de gnaisses na fácies granulito e anfibolito. A grande complexidade magmática e metamórfica do CGTG e a ainda escassez de dados geocronológicos em minerais de paragênese metamórfica por metodologias adequadas consistiam na grande dificuldade em determinar com segurança a idade e duração do evento metamórfico de alto grau e estabelecer crono-relações com os outros eventos de alto grau que marcaram o final do orógeno riaciano no sudeste do Escudo das Guianas.

1.3 OBJETIVOS

O presente trabalho envolve dois objetivos principais, um de caráter técnico-metodológico e outro de caráter aplicado, são eles:

A implantação de um protocolo de análise U-Pb em monazita por LA-ICP-MS, utilizando materiais de referência internacionais, para garantir que reproduzam os valores da literatura com exatidão, precisão e reprodutibilidade necessárias à aplicação desta metodologia em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do (Pará-Iso), para que seja utilizada como ferramenta na datação de eventos geológicos. E adicionalmente a calibração de um material de referência secundário para ser utilizado internamente no Laboratório Pará-Iso.

A datação de episódios de metamorfismo granulítico ligados ao Orógeno Transamazônico no sudeste do Escudo das Guianas, constitui um primeiro exemplo de aplicação geológica da metodologia U-Pb *in situ* em monazita por LA-ICP-MS implantada no Laboratório Pará-Iso. As amostras selecionadas da região centro-leste do Amapá buscam consolidar a idade de episódios de metamorfismo de alto grau na região de transição entre o Bloco Amapá e o Domínio Lourenço e discutir as implicações geodinâmicas para a evolução do sudeste do Escudo das Guianas no final do Riaciono.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades envolvidas no desenvolvimento do trabalho foram: pesquisa bibliográfica, estabelecimento do procedimento analítico no laboratório com análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e análises isotópicas U-Pb em material de referência por LA-ICP-MS. Após a implantação do protocolo e com a seleção das amostras de rocha do complexo granulítico Tartarugal Grande foram realizadas as etapas de descrição petrográfica das amostras selecionadas e de adaptação do procedimento de preparação das amostras para separação e concentração da monazita. Em seguida foram realizados os procedimentos analíticos para imageamento no MEV e análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS, processamento dos dados brutos e interpretações dos resultados. A sequência de etapas é descrita a seguir:

1.4.1 Pesquisa Bibliográfica

Esta atividade foi desenvolvida através da leitura de trabalhos disponíveis na literatura, incluindo artigos, dissertações, teses e relatórios técnicos voltados para os procedimentos experimentais da metodologia U-Pb em monazita por LA-ICP-MS, e aspectos gerais e conceituais sobre a monazita incluindo características mineralógicas e geoquímicas, temperatura de fechamento e difusão de Pb. Foi realizado também um levantamento sobre os principais materiais de referência internacionais disponíveis e suas características. Paralelamente, foram levantadas informações sobre a geologia do estado do Amapá, e a evolução geodinâmica da crosta continental neste setor da porção sudeste do Escudo das Guianas. Foi dado enfoque nas rochas de alto grau metamórfico que compõem o complexo granulítico Tartarugal Grande. Simultaneamente, foi realizada a compilação de dados cartográficos, geográficos e geológicos. Além disso, a leitura de livros-textos relacionados aos conceitos sobre petrologia e aplicação de métodos geocronológicos buscando-se extrair as principais informações para desenvolver este trabalho.

1.4.2 Implantação do Protocolo Analítico

Primeiramente realizado para os dois materiais de referência internacionais, Bananeira e Diamantina (Gonçalves *et al.* 2016 2018), e para o candidato a material de referência interna ao laboratório, Monazita Xambioá, posteriormente para as amostra da aplicação geológica.

1.4.2.1 Análise por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura utiliza um feixe de elétrons de pequeno diâmetro sobre uma área ou volume que se pretende analisar, operando sob condições de

vácuo, ao invés de fótons como o microscópio óptico convencional. A MEV é uma técnica de caracterização microestrutural, que fornece informações de detalhe com aumentos de até 300.000 vezes. A interação entre o feixe de íons e a amostra origina uma série de sinais que podem ser utilizados para caracterizar as propriedades dessa amostra, como a composição, cristalografia, superfície topográfica, entre outras. Isso porque, dependendo do sinal emitido, a imagem formada apresenta diferentes características (Dedavid *et al.* 2007, Kahn 2007). Entre os sinais obtidos estão os elétrons retroespalhados (ERE ou “*backscattering electron*”-BSE) que permitem observar a textura interna dos cristais de monazita que reflitam variações química e/ou de idade, bem como fraturas porosidade e presença de inclusões que possam afetar as análises U–Pb por LA-ICP-MS. Dessa maneira, é possível selecionar as melhores regiões do cristal a serem analisadas tornando as imagens ERE importantes dentro dos estudos geocronológicos de U–Pb em monazita.

As análises por espectroscopia de energia dispersiva de Raios X (EDS - “*energy dispersive spectroscopy*”) são responsáveis pela obtenção de microanálises elementares da amostra. Ao interagir com a amostra, o feixe de íons pode deslocar elétrons das camadas mais internas dos átomos, ionizando-os, e ao voltarem para o estado fundamental emitem raios X característicos. As análises EDS são utilizadas para microanálises qualitativas e semiquantitativas de elementos químicos presentes na amostra. O limite de detecção é 0,5% em massa para elementos químicos com número atômico $Z > 11$, e possibilidade de mapeamento químico de superfície de até sete elementos.

As análises químicas minerais semiquantitativas por EDS, imagens ERE e mapas de composição foram obtidas no Laboratório de Microanálises (IG/UFPA). Imagens ERE também foram obtidas no Laboratório de Análises Minerais da Superintendência de Belém (LAMIN-BE) do Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

1.4.2.2 Análises Isotópicas U-Pb em materiais de referência de monazita por LA-ICP-MS

As monazitas Bananeira e Diamantina (Gonçalves *et al.* 2016, 2018) foram selecionadas e primeiramente analisadas para adaptar a rotina analítica, inicialmente prevista para o zircão por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso. Durante essa fase de análises, foram feitas as adequações dos parâmetros analíticos do laser e do ICP-MS, visando a otimização do sinal analítico e a diminuição das incertezas que se repercutem sobre a precisão das razões isotópicas e consecutivamente das idades. De posse dos resultados analíticos comparados aos dados relatados na literatura para cada um dos materiais de referência, foi selecionado aquele que apresentou maior sinal analítico e menor propagação de erros para utilização como

material de referência primário, ficando o outro estabelecido como um MR secundário. Além destes, fragmentos de monazita pertencente a um corpo pegmatítico da porção norte do Cinturão Araguaia, nas proximidades de Xambioá, região norte do Tocantins (Santos 1983), foram analisadas como potencial material de referência.

LA-ICP-MS ou *laser ablation-inductively coupled-mass spectrometry* é uma técnica desenvolvida com um tipo de espectrômetro de massa que utiliza plasma para a ionização da amostra (fonte de íons) introduzida pela injeção de átomos ou moléculas liberadas por ablação a *laser*, em um sistema de ultra-vácuo (Sato & Kawashita 2002). Os íons liberados pelo laser são carregados até o plasma que, devido a sua altíssima temperatura, ioniza todos os elementos químicos ao mesmo tempo. Em seguida, os íons são transportados para o analisador de massas por um fluxo de gás de Ar/He, e podem ser medidos simultaneamente em um sistema multicoletor. Os íons produzidos pelo ICP são extraídos para um sistema de lentes que colimam e aceleram os íons para o analisador de massas (Sato & Kawashita 2002).

A normalização e correção de eventuais desvios nas razões isotópicas das amostras são feitas através da análise de padrões (materiais de referência) intercalados as primeiras. O analisador de massa é o responsável pela separação dos diferentes isótopos e estes são contados por um sistema de detecção (copos de Faraday e contadores de íons).

1.4.3 Seleção das Amostras para Aplicação Geológica

A seleção dos litotipos do complexo granulítico Tartarugal Grande para este estudo teve como foco principal a busca de rochas que permitissem a realização dos objetivos propostos. Dessa forma, foram escolhidas amostras de gnaiss e migmatito com monazita como mineral da paragênese metamórfica, com bom controle geológico e, de preferência, previamente datadas pelo método U–Pb por LA-ICP-MS em zircão.

Foram aproveitadas amostras coletadas em campanhas de campo realizadas no contexto de trabalhos anteriores (Paiva 2016). A campanha de campo referente ao estudo de Paiva (2016) foi realizada no ano de 2014, na região de Ferreira Gomes-AP, com perfis levantados ao longo da rodovia BR-156, em estradas vicinais, pedreiras e leitos de rios. Dentre as amostras coletadas do complexo granulítico Tartarugal Grande, unidade litoestratigráfica que ocorre na zona de transição do Domínio Lourenço com o Bloco Amapá, duas foram selecionadas para compor este trabalho: ambos são granada-biotita leucognaiss (HP-04 e HP-17). Também foi utilizada uma amostra de um neossoma (HP-09C) derivado de um leucognaiss migmatítico. Esta última também estudada no âmbito do trabalho de

Iniciação Científica/PRODOUTOR-UFPA da aluna Sarah Silva Miranda, graduanda em geologia na UFPA.

1.4.4 Estudos Petrográficos

Foram utilizados dados petrográficos obtidos no trabalho prévio de Paiva (2016) e Gorayeb *et al.* (2021), com refinamento da descrição a fim de evidenciar a presença da monazita como mineral acessório e sua relação com os outros minerais da paragênese metamórfica. As análises petrográficas envolveram a descrição detalhada de amostras e lâminas delgadas por meio da microscopia ótica e a captura de fotomicrografias, em microscópio petrográfico *Axioplan 40*, marca *Zeiss*, de luz transmitida e refletida e *software Leica* do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (LAPETRO/PPGG) do IG/UFPA. Não há lâminas para as amostras de monazita Xambioá, em função do tamanho centimétrico dos cristais de monazita. As referências bibliográficas de apoio consultadas para auxiliar na identificação mineralógica e na classificação de rochas granulíticas, além do entendimento sobre o metamorfismo de rochas de alto grau foram, entre outras, Deer *et al.* (1992), Yardley (2004), Best (1982) e Fettes & Desmons (2008).

1.4.5 Preparação de Amostras

Para a separação e concentração dos cristais de monazita, a preparação de amostra, para posterior imageamento MEV e análises U-Pb por LA-ICP-MS, inclui fragmentação, separação granulométrica, concentração de minerais pesados por densidade (concentração gravimétrica), separação magnética e seleção final na lupa binocular, da mesma forma que para outros minerais acessórios, como o zircão. Por ser um mineral paramagnético, a monazita apresenta susceptibilidade magnética quando submetida a um campo magnético. Por esse motivo, no procedimento de separação magnética realizada com o separador Isodinâmico *Frantz*, a monazita é separada junto aos minerais magnéticos na corrente de alimentação de 0,8 a 1 A. Por fim os grãos de monazita são fixados em pastilhas com resina epóxi, as quais são polidas para expor uma sessão transversal dos grãos e criar uma superfície plana nos fragmentos/cristais que seja ideal para o imageamento por MEV e análises LA-ICP-MS. A preparação de amostras foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) e no Laboratório de Separação Mineral do Pará-Iso, e a confecção dos *mounts* foi realizada no Laboratório de Laminação, todos do IG/UFPA. Mais detalhes dos procedimentos são descritos no capítulo 4.

1.4.6 Análises Isotópicas U-Pb das Amostras de Monazita por LA-ICP-MS

Para verificar a confiabilidade do protocolo estabelecido para a implantação da metodologia, as três amostras de rochas, após a preparação citada acima, foram imageadas por MEV e analisadas isotopicamente no LA-ICP-MS. A configuração dos equipamentos (ICP-MS e sonda *laser*) e as adaptações da macro *Excel* definidas na fase de análises dos MRs, são relatadas no capítulo 4, e mostraram-se eficientes também para as amostras. As amostras são bem mais velhas que os materiais de referência e desta maneira geram sinais analíticos maiores, sendo necessária a utilização de *spots* de diâmetros menores nas análises (10 μ m).

2 CONSIDERAÇÕES SOBRE A MONAZITA: REFERENCIAL TEÓRICO, TEMPERATURA DE FECHAMENTO E DIFUSÃO DE Pb

A monazita é um ortofosfato de terras raras leves - $(La + Ce + Nd)PO_4$ - com extrema diversidade composicional. A maioria abriga também Ca, Si, HREEs (*Heavy Rare Earth Elements*) e Y. Em sua estrutura monoclinica os íons de elementos terras raras estão localizados num poliedro coordenado por nove íons de oxigênio (Boatner 2002). Th^{4+} , U^{4+} , Si^{4+} e Ca^{2+} substituem os elementos terras raras leves o que permite usar as séries de decaimento $^{238}U-^{206}Pb$ e $^{235}U-^{207}Pb$ do sistema U-Pb, e também é possível utilizar a série de decaimento $^{232}Th-^{208}Pb$ para datação radiométrica. Cherniak *et al.* (2004) mostraram que a monazita é o de maior poder de retenção de Pb dentre os minerais acessórios. A monazita possui geralmente concentrações de Th altas (3-14%) e concentrações de U <1%. Já a concentração de chumbo comum na monazita é geralmente desprezível quando comparada ao chumbo radiogênico resultante do decaimento de Th e U (Schulz *et al.* 2007).

A monazita é transparente a translúcida, cujas cores frequentemente são amarela, castanho-amarelada e amarelo-esverdeada. As formas externas podem ser bastante variadas, em cristais tabulares ou prismáticos quando ígneos, ou arredondados, semelhantes aos zircões metamórficos, quando derivados de rochas metamórficas de alto grau (Parrish 1990). Este mineral pertence ao pequeno grupo de fosfatos anidros com excelente resistência química (Parrish 1990, Boatner 2002).

Dentre os minerais radioativos, a monazita é o mais comum (Overstreet 1967) e ocorre com frequência em rochas granitoides peraluminosas a metaluminosas e parece ser estável em rochas de todos os graus metamórficos acima da fácies xisto-verde, dependendo da composição. Também é corriqueira em rochas metapelíticas e menos abundante em rochas de composições máficas e cálcicas. Sabe-se que a monazita comumente é um mineral detrítico (são relatadas areias de praias compostas principalmente por monazita), e algumas ocorrências de monazita em rochas de baixo a médio grau são relíquias detríticas, mas aparentemente não são estáveis durante a diagênese (Rubatto *et al.* 2001, Boatner 2002).

A utilização da monazita em geocronologia ocorre devido à incorporação de teores elevados de U e Th na sua estrutura, e ao fato de produzirem idades concordantes no diagrama Concórdia com mais frequência que os zircões, sem a perda de Pb radiogênico que é característica desses últimos (Parrish 1990, Cherniak *et al.* 2004). O sistema U-Th-Pb na monazita é complexo de muitas maneiras e pode ser afetado por diferentes fatores, como por exemplo, a recristalização provocada por fluidos (Teufel & Heinrich 1997, Townsend *et al.*

2001). Acredita-se que quase todo o Pb neste mineral seja radiogênico (Parrish 1990) e que sua concentração dependa, portanto, da quantidade inicial de Th e U e da idade da amostra.

Estudos experimentais demonstram que a monazita é capaz de reter o Pb radiogênico até altas temperaturas, o que sugere uma temperatura de fechamento também elevada. A difusão de Pb na monazita é muito lenta em comparação a outros minerais, com exceção do zircão. Dessa maneira, as temperaturas de fechamento aparentes para o Pb na monazita são consideravelmente superiores às de outros minerais acessórios, exceto o zircão. Isso é consistente com a afirmação de que a monazita é resistente a distúrbios térmicos (Didier *et al.* 2013). Dessa maneira, é esperado que a monazita e o zircão sejam semelhantes em termos de perda de Pb por difusão, ocorrendo aproximadamente na mesma temperatura e isso faça de ambos geocronômetros igualmente robustos em certas condições. Portanto, as diferenças nos padrões de discordâncias encontradas entre os dois minerais estariam mais ligadas às suas respostas às condições geológicas (Harrison *et al.* 2002). Logo, avaliar e elucidar a difusão de Pb da monazita em uma ampla gama de condições é essencial (Cherniak *et al.* 2004).

Em consonância com Cherniak *et al.* (2000), estudos *in situ* em monazita natural (Cocherie *et al.* 1998, Zhu & O’Nions 1999) mostraram que a difusão de Pb parece ser extremamente lenta em temperaturas crustais. Por sua vez, Cocherie *et al.* (2005) ao datar grãos de monazita do migmatito de Puylaurent (Cinturão Variscano, oeste da França) concluíram que a difusão de Pb na monazita é também muito lenta mesmo em temperaturas de migmatização. A indicação de que o sistema U–Th–Pb permaneceu fechado durante o evento térmico foi evidenciada por um grão de monazita com núcleo herdado em 550 Ma no qual a borda recrystalizada permaneceu homogênea em idade e com a mesma média calculada para os outros grãos de monazita formados durante o evento de migmatização em 323 Ma. Isto significa que a monazita pode permanecer com o sistema U–Pb fechado em temperaturas acima de 700°C, se nenhuma percolação de fluido estiver envolvida (Cocherie *et al.* 2005).

A temperatura de fechamento é dependente de muitos fatores e não é única para um determinado mineral (Harrison *et al.* 2002). Com base em um perfil de perda de Pb preservado em monazita de um paragneisse da fácies anfibolito superior, Parrish (1990) sugeriu uma temperatura de fechamento de $725 \pm 25^\circ\text{C}$. Mais recentemente, os experimentos de Cherniak *et al.* (2004) determinaram temperaturas de fechamento de 950°C e 1050°C para grãos com 10µm e 100µm, respectivamente, para uma taxa de resfriamento de 10°C/Ma. Outros experimentos também evidenciam baixas taxas de difusão de cátions, incluindo Pb (como em Cherniak & Ryerson 1993). Como não há uma concordância sobre a temperatura de fechamento para perda difusiva de Pb em monazitas naturais, a maioria dos autores prefere

interpretar as idades como sendo de cristalização/recristalização do mineral, em vez de idades de fechamento para o Pb (Foster & Parrish 2003).

A monazita raramente é encontrada metamictizada, o que pode ser atribuído à uma menor simetria de sua estrutura em relação ao zircão; a forte ligação entre P e O; ou a sua capacidade de se recuperar de danos de radiação em baixa temperatura (Catlos 2013, Harrison *et al.* 2002). A ideia de que a monazita seja muito resistente aos danos da radiação e não sofra metamictização foi considerada incorreta por Ewing & Wang (2002). Estes autores afirmaram que o cristal de monazita tornaria-se facilmente amorfo e afetado por deslocamentos de átomos em eventos de irradiação, mas também recuperaria uma estrutura ordenada por processos de cicatrização (*annealing*) que ocorrem em temperaturas relativamente baixas, em condições de hidrotermalismo (a temperatura dos fluidos hidrotermais está entre 40° e 464°C, porém normalmente ocorre entre 65° e cerca de 120°C) (Meldrum *et al.* 1998, Boatner 2002). Entretanto, é consenso que alguma alteração química deva ocorrer na monazita sob condições hidrotermais, e uma das sugestões para distinguir se a monazita é hidrotermal diz respeito ao baixo teor de ThO₂, mas existem exceções (Catlos 2013). Os mecanismos responsáveis e as implicações geoquímicas foram estudados em detalhe por Teufel e Heinrich (1997) que encontraram uma perda de Pb dependente da temperatura nestas condições. Porém o mecanismo capaz de restaurar a estrutura da monazita naturalmente ainda é mal compreendido, a própria irradiação de partículas alfa produzida durante o decaimento alfa foi sugerida como uma maneira eficiente de reconstituir o retículo cristalino de uma monazita metamictica (Cherniak *et al.* 2004).

Ainda não se sabe muito sobre o comportamento desses minerais acessórios durante o metamorfismo, em resumo sabe-se que é um mineral acessório comum e que frequentemente cresce de forma progressiva e episódica durante um evento metamórfico. O zoneamento químico, textural e de idade da monazita metamórfica é complexo e requer técnicas de alta resolução espacial (Parrish 1990, Pyle *et al.* 2001). Os zoneamentos identificados em três tipos (oscilatório, concêntrico, complexo/irregular), de forma frequente, são bastante visíveis em imagens ERE. Cristais homogêneos são a exceção ao invés da regra.

O zoneamento dos elementos traços contendo informações detalhadas consideráveis sobre o histórico de reações que uma rocha experimentou, além do registro paragenético, levou a monazita à vanguarda da pesquisa em petrologia metamórfica. O outro motivo foi o desenvolvimento de técnicas de datação *in situ* que possibilitaram a obtenção de idades em pontos específicos do grão de um mineral, permitindo a correlação da idade de um mineral à sua configuração textural. Além do que, a complexidade do zonamento de zircões e monazitas

exige um método com capacidade de determinar a idade de zonas individuais de um cristal, que podem ser regidos por uma mudança na química ou nas condições de cristalização do mesmo, caso contrário, idades mistas são inevitáveis (Harrison *et al.* 2002, Spear & Pyle 2002). A composição e o zoneamento da monazita são influenciados pela disponibilidade de reagentes disponíveis, a preferência do mineral por elementos específicos durante o crescimento, o caminho P-T da rocha, e a interação com fluidos (Spear & Pyle 2010, Catlos 2013). Portanto em rochas metamórficas, eles serão controlados pela quebra dos diferentes minerais que fornecem seus constituintes (allanita, xenótimo, granada) em diferentes pontos (t) do caminho P-T que a rocha percorre (Spear & Pyle 2002).

Foi especulado que o zoneamento da monazita pudesse ser um indicador do ambiente e tipo de rocha em que foi cristalizada, pela preservação de zoneamentos complexos em alto grau metamórfico. Isso seria útil para decifrar a proveniência de monazitas detríticas, por exemplo. Porém, tanto zoneamentos oscilatórios quanto irregulares foram relatados em ambos os tipos de rocha, ígnea e metamórficas de fácies anfibolito a granulito. Por isso, generalizações sobre tipos específicos de zoneamento que pertencem a esse ou àquele ambiente devem ser evitadas, pois existem exceções (Catlos 2013). O ideal então é que se faça o mapeamento de elementos através de raios-X de alta resolução ou gerando dados químicos quantitativos, correlacionados aos zoneamentos observados nas imagens ERE.

No entanto, Cocherie *et al.* (2005) aponta que uma observação minuciosa permite distinguir os núcleos herdados do zoneamento irregular posterior e que este último pode envolver a recrystalização e/ou substituição do grão inicial devido a percolação de fluidos durante o resfriamento do cristal. Eventos de recrystalização são especialmente importantes porque podem zerar o cronômetro U–Th–Pb em monazitas, e dessa forma a idade determinada será a do evento de recrystalização, e estes normalmente são mediados por fluidos.

Todas essas características fazem da monazita um ótimo geocronômetro com amplo uso através de várias técnicas diferentes (LA-ICP-MS, SIMS, EPMA). Em geocronologia a monazita vem sendo extensivamente usada para inferir o tempo de eventos magmáticos e metamórficos (Parrish 1990, Townsend *et al.* 2001, Farley & Stockli 2002, Engi *et al.* 2017).

3 MATERIAIS DE REFERÊNCIA: PRINCIPAIS MATERIAIS UTILIZADOS INTERNACIONALMENTE

A necessidade da utilização de materiais de referência em algumas técnicas de datação é um ponto crítico na análise *in situ* de materiais sólidos. Os materiais de referência devem ser semelhantes ou da mesma natureza que a matriz da amostra para evitar problemas com efeito da matriz, ou seja, as análises de monazita exigem a utilização de um MR de monazita. Além disso, esse material de referência precisa ser calibrado isotopicamente com metodologias distintas. As idades U–Th/Pb de monazitas podem ser determinadas por ID-TIMS, SIMS, EPMA e LA-ICP-MS. Cada técnica possui sua vantagem e desvantagem (Richter *et al.* 2019). A principal vantagem do LA-ICP-MS em comparação aos outros é a configuração relativamente rápida e de baixo custo e a disponibilidade em muitos laboratórios. Entretanto, para a validação de material de referência, a melhor técnica é a ID-TIMS (Aguiar Neto *et al.* 2014).

Há seis requisitos, semelhantes àqueles propostos para o zircão (Sláma *et al.* 2008), para que uma monazita possa ser utilizada como material de referência. São eles:

- (1) homogeneidade e concordância das razões Pb^*/U (* = radiogênico);
- (2) baixo teor de Pb comum;
- (3) teor moderado de U (dezenas a centenas ppm);
- (4) estrutura cristalina preservada (ausência de metamitização);
- (5) tamanho adequado para análises repetidas de ablação a laser (se possível, grãos de vários mm a cm de diâmetro) e;
- (6) disponibilidade para a comunidade científica.

Nos últimos anos, houve um esforço da comunidade em geocronologia para produzir MR e atualmente há um expressivo conjunto desses MRs disponíveis para a datação de monazita. Uma relação das principais monazitas de referência internacional está apresentada na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Principais materiais de referência internacionais de monazita utilizados atualmente.

Monazita	Rocha Hospedeira	Local	Idade	Referência
Amelia	Pegmatito	EUA	274,58 ± 0,58 Ma	Peterman <i>et al.</i> 2012
Bananeira	Pegmatito	Brasil	507,7 ± 1,3 Ma	Gonçalves <i>et al.</i> 2016
Diamantina	Veio de quartzo	Brasil	495,26 ± 0,54 Ma	Gonçalves <i>et al.</i> 2018
Elk	Pegmatito	EUA	1391 -1404 Ma	Alagna <i>et al.</i> 2008
Eureka	Carbonatito	Namíbia	549 ± 20 Ma	Ragettli <i>et al.</i> 1994
Iceland	Não informada	Noruega	812 ± 150 Ma	Alagna <i>et al.</i> 2008
Moacir (ou Moacyr)	Pegmatito	Brasil	474 Ma	Seydoux-Guillaume <i>et al.</i> 2002
Manangoutry	Pegmatito	Madagascar	553 Ma	Horstwood <i>et al.</i> 2003
Namaqualand	Veio mineralizado	África do Sul	1034,4 ± 5,8 Ma	Knoper <i>et al.</i> 2000
RW-1	Pegmatito	Noruega	904,15 ± 0,26 Ma	Ling <i>et al.</i> 2017
Thompson Mine	Ortognaisse	Canadá	1766 ± 0,6 Ma	Williams <i>et al.</i> 1996
Trebilcock	Pegmatito	EUA	280 Ma	Tomascak <i>et al.</i> 1996
TS-Mnz	Não informado	Provavelmente Noruega	910,7 ± 1,3 Ma	Budzyń <i>et al.</i> 2021
USGS 44069	Granito	EUA	424,9 ± 1,4 Ma	Aleinikoff <i>et al.</i> 2006
z2234	Hidrotermal	França	1024 Ma	Fletcher <i>et al.</i> 2010
554	Granodiorito	EUA	45 ± 1,3 Ma	Harrison <i>et al.</i> 1999

Os dois MRs usados neste estudo são as monazitas Bananeira (Gonçalves *et al.* 2016) e Diamantina (Gonçalves *et al.* 2018) cedidos pelo Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais. O primeiro MR tem teores médios de U, Th e Pb de cerca de 1000 ppm, 62000 ppm e 1600 ppm, respectivamente, que permitem uma boa intensidade de sinal analítico e garante uma boa precisão. O segundo MR apresenta sinal analítico menos intenso em função das concentrações de U (53-400 ppm), Th (1758 ppm) e Pb (93 ppm), serem bem menores do que na monazita Bananeira.

A monazita Bananeira é oriunda do Distrito Pegmatítico Itambé, localizado na porção mais sententrional da Província Pegmatítica Oriental Brasileira (EBPP), na zona de transição entre o Cráton São Francisco e o Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Gonçalves *et al.* 2016). São três principais corpos pegmatíticos: Coqueiro, Paraíso e Bananeira, sendo o MR pertencente a este último. A média ponderada $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ determinada por ID-TIMS de 507,7 ± 1,3 Ma (95% conf.; MSWD = 6,8; n = 7) fornece a melhor estimativa da idade de cristalização desta monazita. Esta idade também é muito semelhante a algumas das idades ID-TIMS obtidas para a monazita “Moacyr/Moacir” na literatura (Dumond *et al.* 2008, Gasquet *et al.* 2010), que pertence ao mesmo distrito pegmatítico. A monazita Bananeira foi

previamente datada em 520 Ma por EPMA – *Electron Probe Microanalyzer* (Cruz *et al.* 1996). Essas idades estão relacionadas ao estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí.

A monazita Diamantina provém de um filão de quartzo que corta principalmente metarenitos do Supergrupo Espinhaço, localizado a cerca de 20 km da cidade de Diamantina, em Minas Gerais. Esta unidade está exposta, sobretudo, ao longo do cinturão metassedimentar Espinhaço, na margem oriental do Cráton São Francisco. Esses veios de quartzo marcam o colapso tectônico final do cinturão orogênico entre 530 e 480 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Em Gonçalves *et al.* (2018) os dados ID-TIMS são concordantes dentro das incertezas com os dados obtidos por outros métodos incluindo LA-MC-ICP-MS e SIMS. Múltiplas frações de cristal de dois laboratórios produziram idade média ponderada $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ de $495,26 \pm 0,54$ Ma (95% conf.; MSWD = 2,1; n = 8), pelo método ID-TIMS. Esta idade é considerada a idade de cristalização da monazita e, portanto, dos veios de quartzo hospedeiros.

Ambas as monazitas de referência supracitadas possuem tamanhos centimétricos, qualidade gemológica, cor marrom-avermelhada a vermelho alaranjada, translúcidas nos fragmentos menores, livres de inclusões minerais ou zonas de alteração (Tabela 3.2).

Tabela 3.2 - Síntese das características das duas monazitas de referência utilizadas neste trabalho.

	Bananeira	Diamantina
Características	Cor vermelho alaranjado escuro e pequenos fragmentos amarelo alaranjados; homogêneos e sem evidências de inclusões minerais	Cor marrom avermelhado e pequenos fragmentos cor de mel; livres de inclusões minerais ou zonas de alteração
Localidade	Distrito Pegmatítico Itambé (Bahia, Brasil)	Supergrupo Espinhaço (Minas Gerais, Brasil)
Idade $\pm 2\sigma$ (Ma)	$507,7 \pm 1,3$ ¹	$495,26 \pm 0,54$ ²
Método de datação	ID-TIMS	ID-TIMS
ThO₂ [%peso]	7,03 ³	0,2 ⁴
UO₂ [%peso]	0,45 ³	0,07 ⁴
PbO [%peso]	0,17 ³	0,01 ⁴

¹: média ponderada $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (Gonçalves *et al.* 2016)

²: média ponderada $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (Gonçalves *et al.* 2018)

³: concentração média para 12 pontos de análise por EPMA em uma amostra (Gonçalves *et al.* 2016)

⁴: concentração média para 10 pontos de análise por EPMA em uma amostra (Gonçalves *et al.* 2018)

4 IMPLEMENTAÇÃO DA METODOLOGIA U-Pb EM MONAZITA POR LA-ICP-MS NO LABORATÓRIO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA DA UFPA (PARÁ-ISO)

A implantação do protocolo experimental desta metodologia no Laboratório Pará-Iso seguiu os procedimentos primeiramente desenvolvidos e descritos para outro mineral neste mesmo laboratório, assim como em outros laboratórios no Brasil e no exterior, principalmente os que utilizam equipamentos e materiais similares aos disponíveis no Pará-Iso. Utilizou-se como base o protocolo para a metodologia U-Pb em zircão, previamente implantado por Milhomem Neto & Lafon (2019), adaptando-o de acordo com as especificidades da monazita. De modo geral, o protocolo inclui inicialmente a preparação e análise de materiais de referência (descritos no Capítulo 3) com dados já consolidados na literatura especializada, testando a reprodutibilidade dos dados e fazendo a comparação com os valores descritos nos artigos de referência. Concomitantemente, foram realizadas as análises para a monazita Xambioá, testada para ser usada como MR secundário interno do laboratório. Não foi necessária a preparação para estas amostras dos MRs e da Monazita Xambioá, pois já estavam na forma de fragmentos/cristais separados, sendo diretamente selecionados e fixados em resina epóxi para a confecção de pastilhas.

4.1 ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Para identificar um potencial padrão de zoneamento nos fragmentos de cristais de monazita selecionados, foram realizadas imagens ERE e mapas de composição por MEV. Uma parte das análises foram realizada utilizando-se o equipamento da marca *Zeiss* modelo *Sigma-VP*, no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para a UFPA. Outra parte das análises foi efetuada com equipamento *LSI5-Zeiss*, no Laboratório de Análises Minerais da Superintendência de Belém (LAMIN-BE) do Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Estas análises foram feitas em dois momentos: (i) imagens ERE e mapa de composição dos MRs; (ii) imagens ERE e mapas composicionais através de EDS a fim de identificar a presença de zoneamentos e variações na composição química da monazita Xambioá.

(i) Os *mounts* com os cristais de monazita dos MRs – monazita Bananeira e monazita Diamantina - foram metalizados durante 10 segundos (5 pulsos de 2 segundos) com uma fina camada de carbono num metalizador da marca *Quorum*, modelo *Q150T-ES*, antes de serem introduzidas na câmara de amostras do MEV do Laboratório de Microanálises/UFPA. Foram obtidas imagens ERE para todos os fragmentos e gerados mapas composicionais para os elementos P, Ce, La, Th, Sm, Nd, U, e Pb para um fragmento de cristal de cada *mount*. As

condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 8,5 mm, com tempo de contagem para análise dos elementos de 30 segundos.

(ii) Para obtenção de imagens ERE visando identificar e descrever as estruturas internas dos cristais (zoneamentos, inclusões, fraturas) e selecionar as melhores porções para as análises isotópicas pontuais, dois *mounts* das amostras da Monazita Xambioá foram metalizados durante 30 segundos com uma fina camada de ouro antes de serem introduzidas na câmara de amostras do MEV do LAMIN-BE. O metalizador utilizado é da marca *Quorum*, modelo *Q150T-ES*. Além das imagens ERE, foram realizadas análises químicas semiquantitativas e mapas composicionais com o equipamento MEV da mesma marca que o supracitado equipado com um sistema EDS *IXRF* modelo *Sedona-SD* acoplado. Os mapas composicionais foram realizados para os elementos Ce, La, Nd, Sm, Th, U e Pb. As condições de operação no MEV foram: corrente do feixe de elétrons = 10 nA, tensão de aceleração constante = 15 kV, distância de trabalho = 12 mm, ampliação 120-300 vezes e com tempo de contagem para análise dos elementos de 30 segundos.

4.2 ANÁLISES ISOTÓPICAS U-Pb POR LA-MC-ICP-MS

O equipamento utilizado foi um espectrômetro de massa multicoletor com plasma indutivamente acoplado (MC-ICP-MS) modelo *Neptune* da marca *Thermo Finnigan* de alta resolução, equipado com uma microsonda de ablação a *laser* (LA) *Nd:YAG 213 nm* modelo *LSX-213 G2* da marca *CETAC*. O espectrômetro possui nove coletores *Faraday* e seis contadores de íons, organizados em uma combinação apropriada para medir simultaneamente os isótopos de interesse, que são Urânio (^{238}U), Tório (^{232}Th), Chumbo (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb) e Mercúrio (^{202}Hg e ^{204}Hg). Os isótopos ^{202}Hg e ^{204}Hg estão presentes nos gases Argônio (Ar) e, sobretudo, Hélio (He) que são responsáveis por carregar os íons liberados pelo *laser* até o plasma, e posteriormente ao analisador de massas (Sato & Kawashita 2002, Milhomem Neto & Lafon 2019, 2020). Estes isótopos de Hg também são monitorados para posteriores correções de interferência isobárica sobre a massa de ^{204}Pb .

A configuração dos coletores para a metodologia U-Pb em monazita no *Neptune* MC-ICP-MS segue a configuração do protocolo implantado por Milhomem Neto & Lafon (2019) para análises U-Pb em zircão no mesmo equipamento. As intensidades de ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}Pb e ^{206}Pb são obtidas em coletores do tipo copos *Faraday* adequados para leituras de sinais analíticos em volts (V), enquanto as intensidades de ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{204}Hg e ^{207}Pb são obtidas

por canais contadores de íons (*multiplier ion counting* - MIC's) em contagens por segundo (cps), conforme mostra a Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Configuração dos coletores para a análise isotópica de U, Th, Pb e Hg em monazita com o espectrômetro de massa MC-ICP-MS *Neptune*.

Coletores <i>Faraday</i>	L4		L3	Central	H2	H4
Canais MIC's	MIC3	MIC4	MIC6			
Isótopos Medidos	²⁰² Hg	²⁰⁴ (Pb+Hg)	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th ²³⁸ U

O ganho de eficiência dos coletores *Faraday* e calibração cruzada (*cross calibration*) devem ser realizados rotineiramente antes de iniciar as análises com o *laser*, principalmente porque o sistema multicoletor envolve três contadores de íons e cinco coletores *Faraday* convencionais. A calibração cruzada é necessária para calcular o fator de conversão entre voltagem e cps (contagem por segundo).

No decorrer das análises, o fluxo de gás hélio (He) foi de 450-500 mL/min. Os parâmetros de instrumentação do *laser* são variáveis, e dependem principalmente do mineral alvo, porém, usualmente são produzidos furos com 10, 25 ou 50 µm de diâmetro (*spot size*), frequência de *laser* de 10 Hz e potência de 50 a 60% fornecendo uma densidade de energia de 5-6 J/cm². O *Neptune* foi operado em modo estático em baixa resolução, utilizando 40 ciclos com tempo de integração de 1.049s por ciclo, dessa forma, o tempo total de ablação é de aproximadamente 42 segundos, durante os quais as massas 202, 204, 206, 207, 208, 232 e 238 são coletadas simultaneamente.

O valor limite para garantir a linearidade do sinal e não deteriorar os MIC's é de 312.500 cps. Portanto, quando os sinais analíticos do isótopo ²⁰⁷Pb se aproximam deste valor, as configurações do *laser* podem ser alteradas para fornecer um sinal analítico mais baixo, geralmente mediante diminuição da potência e diâmetro do furo. Da mesma forma, se o sinal analítico for muito baixo e não atingir pelo menos 10.000 cps procura-se fazer algum ajuste dos gases de arraste, aumento da energia e/ou diâmetro do furo para obter um sinal analítico mais intenso. A tabela 4.2 sintetiza os parâmetros analíticos usados para ambos, o MC-ICP-MS e *laser* Nd:YAG 213.

Tabela 4.2 - Parâmetros de instrumentação para o MC-ICP-MS e *laser Nd:YAG 213*.

MC-ICP-MS		Laser	
Modelo	<i>Neptune Thermo Finnigan</i>	Modelo	<i>Nd:YAG 213 nm</i>
Fluxo de gás argônio resfriador	16,0 l/min	Fluxo de gás hélio	450 - 500 mL/min
Fluxo de gás argônio auxiliar	0,7-0,8 l/min	Diâmetro dos furos	10, 25 e 50 µm
Fluxo de gás argônio de arraste	1,0-1,2 l/min	Frequência	10 Hz
Potência (rádio frequência)	1200-1300 W	Potência	50-60%
Modo de análise	Estático em baixa resolução	Energia	4-5 J/cm ²
Aquisição	40 ciclos de 1.049s	Tempo de ablação	~ 42 segundos

O fracionamento elementar induzido pelo *laser* e a discriminação instrumental de massa em ICP-MS são corrigidas utilizando-se os valores de concentração e razões isotópicas homogêneas do material internacional de referência (monazita Bananeira e monazita Diamantina).

A rotina adotada para as análises inclui leituras de brancos analíticos (*backgrounds*), monazitas de referência (monazita Bananeira e monazita Diamantina) e monazitas de amostras de idade desconhecida, na sequência:

- 1) background 01;
- 2) monazita de referência primária 01;
- 3) monazita da amostra 01;
- 4) monazita da amostra 02;
- 5) monazita da amostra 03;
- 6) monazita da amostra 04;
- 7) monazita de referência secundária 01;
- 8) monazita da amostra 05;
- 9) monazita da amostra 06;
- 10) monazita da amostra 07;
- 11) monazita da amostra 08;
- 12) monazita da amostra 09;
- 13) background 02;
- 14) monazita de referência primária 02.

Os valores do branco são obtidos nas mesmas condições analíticas que os materiais de referências e as amostras. Os valores individuais de cada ciclo, que serão considerados para os cálculos das razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e, conseqüentemente, das idades, são corrigidos pela média dos brancos analíticos (*backgrounds* 01 e 02). Para a correção de interferência de massa entre o ^{204}Hg e ^{204}Pb , necessária para posterior correção de Pb comum, o valor assumido para a razão $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ é de 4,355 (Chemale *et al.* 2012).

As razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) determinadas nos MRs durante as análises pontuais comparadas aos valores consolidados na literatura obtido por ID-TIMS permitem o cálculo de um fator de conversão. Esse fator de conversão é aplicado sobre as razões das amostras desconhecidas analisadas para calibração e correção do fracionamento elementar induzido pelo *laser* e discriminação de massa instrumental. Dentre as leituras analisadas para cada *spot* na monazita, os valores mais discrepantes (*outliers*) do conjunto, que destoam da média a 2σ , são descartadas.

Para a correção do chumbo comum é utilizado o modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo de Stacey & Kramers (1975), sendo necessário assumir uma idade estimada (t) para uma determinada análise pontual, que é uma idade concordante de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A composição radiogênica de ^{206}Pb e ^{207}Pb é calculada usando as equações (1) e (2) para uma fração do ^{206}Pb e ^{207}Pb não radiogênicos (Williams 1998 *apud* Chemale *et al.* 2012):

$$f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^t_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}} \quad (1)$$

$$f_{207} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^t_{\text{comum}} / (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}} \quad (2)$$

Então para cada uma das 40 varreduras obtidas em uma análise pontual, as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ determinadas são corrigidas para f_{206} e f_{207} . Para minimizar as incertezas decorrentes da correção aproximativa do Pb comum, prefere-se excluir do cálculo da idade valores médios da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 2500 (Milhomem Neto & Lafon 2019). Esse valor de 2500 corresponde a um valor f_{206} de aproximadamente 0,001 (ou 0,1%). A monazita comumente não possui altas concentrações de Pb comum, conseqüentemente esse procedimento de exclusão não se aplica nas amostras e MRs analisados, com raras exceções.

A redução dos dados analíticos brutos e as correções são processadas em planilha macro *Microsoft Excel* (adaptada de Chemale *et al.* 2012 e Milhomem Neto & Lafon 2019) de forma que se calculem os valores corrigidos das razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e seus erros percentuais a um sigma de desvio padrão (1σ). O sinal de ^{235}U não é determinado e a razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ é calculada com a formula seguinte: $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} * 137,88$. Para utilização da planilha macro no processamento de dados

analíticos de monazita foram então introduzidas as concentrações em ppm de Th, U e Pb do material de referência primário calculadas a partir da média de concentração (% em peso) dos óxidos ThO₂, UO₂ e PbO por EPMA fornecidas por Gonçalves *et al.* (2016, 2018). As razões ²³²Th/²³⁸U não foram determinadas para os materiais de referência porque há certa dificuldade de determinar o teor de Th por ionização termal (informação fornecida por Guilherme Gonçalves). Os isótopos ²³²Th e ²³⁸U são os mais abundantes dos elementos Th e U, respectivamente, dessa forma, no lugar da razão ²³²Th/²³⁸U foi utilizada a razão Th/U a partir das respectivas concentrações, necessários para o cálculo da concentração de U das amostras analisadas.

Os cálculos das idades e a apresentação dos resultados isotópicos nos diagramas Concórdia e de média ponderada são realizados com auxílio do programa Isoplot/EX (3.75 e 4.15) de Ludwig (2003). Idades concórdias são reportadas como 2σ e idades médias ponderadas em 95% de confiança.

4.3 ANÁLISES DOS MATERIAIS DE REFERÊNCIA

Cada *mount* preparado para as monazitas Bananeira e Diamantina contém três fragmentos de cristais nomeados de A, B e C (Figura 4.1). Os fragmentos são translúcidos a transparentes, de cor marrom (monazita Bananeira) e castanho amarelado (monazita Diamantina), brilho vítreo a resinoso, uma direção de clivagem observada, e apresentam fratura irregular e conchoidal.

As imagens de ERE realizadas nas monazitas Bananeira e Diamantina (Figuras 4.2 e 4.3) confirmam que os fragmentos utilizados não apresentam zoneamentos, nem expressivas fraturas e inclusões. Ser um mineral homogêneo é um dos critérios para a condição de material de referência e essa característica importante destes MRs naturais foi demonstrada por Gonçalves *et al.* (2016, 2018).

Por conseguinte, foram feitas análises EDS que geraram mapas composicionais de distribuição elementar para Ce, La, Sm, Nd, Th, U e Pb. Nas figuras 4.2 e 4.3 são mostrados os mapas composicionais para os fragmentos A de cada monazita de referência que denotam a homogeneidade química destes materiais e a abundância dos terra raras leves Ce, La e Nd. Os mapas também evidenciam os baixos teores de Th na monazita Diamantina (Figura 4.3) como verificado por Gonçalves *et al.* (2018). A maioria dos MRs de monazita para datação U-Pb *in situ* são ricos em Th, como é o caso da monazita Bananeira. A monazita Diamantina, por sua vez, como muitas monazitas normalmente advindas de depósitos de minério hidrotermais, contém baixo teor de elementos traços (Gonçalves *et al.* 2018), incluindo Th, U e Pb e são os

mais apropriados para a datação de depósitos hidrotermais (Gonçalves *et al.* 2018). Monazitas de ambientes diagenéticos, como as que ocorrem em carbonatitos (Allaz *et al.* 2013) também podem apresentar baixos teores em Th.

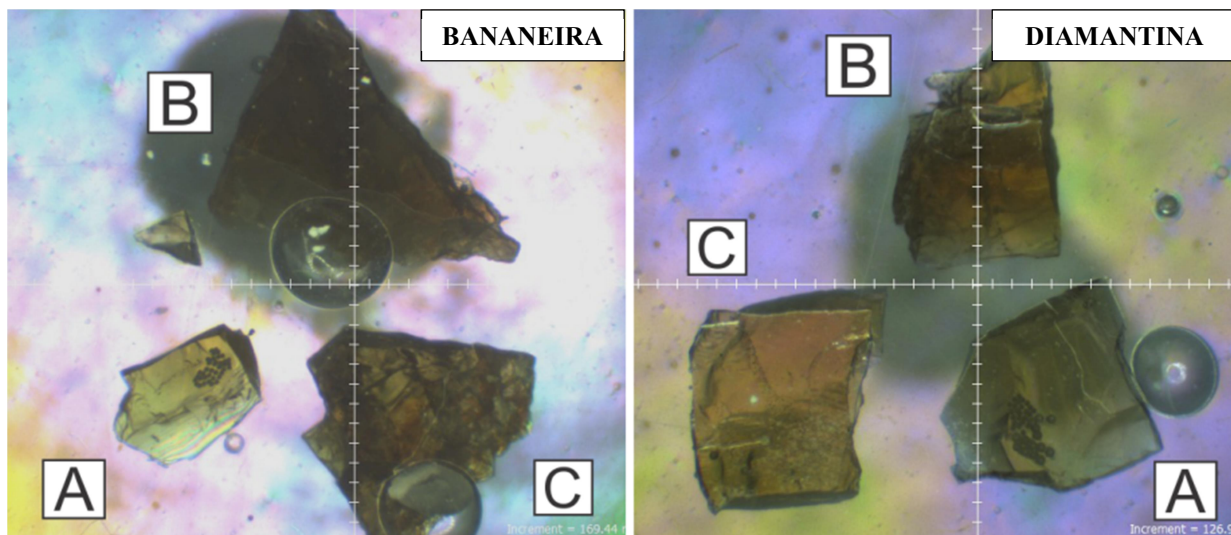


Figura 4.1 - Imagens dos *mounts* mostrando os cristais A, B e C das monazitas de referência Bananeira e Diamantina obtidas com a câmera do *laser LSX-213 G2* da *CETAC* utilizando-se o *software DigiLaz* versão 2.0.4. Cada medida na escala equivale a cerca de 169 μm na foto dos fragmentos da monazita Bananeira, e cerca de 127 μm na foto dos fragmentos da monazita Diamantina.

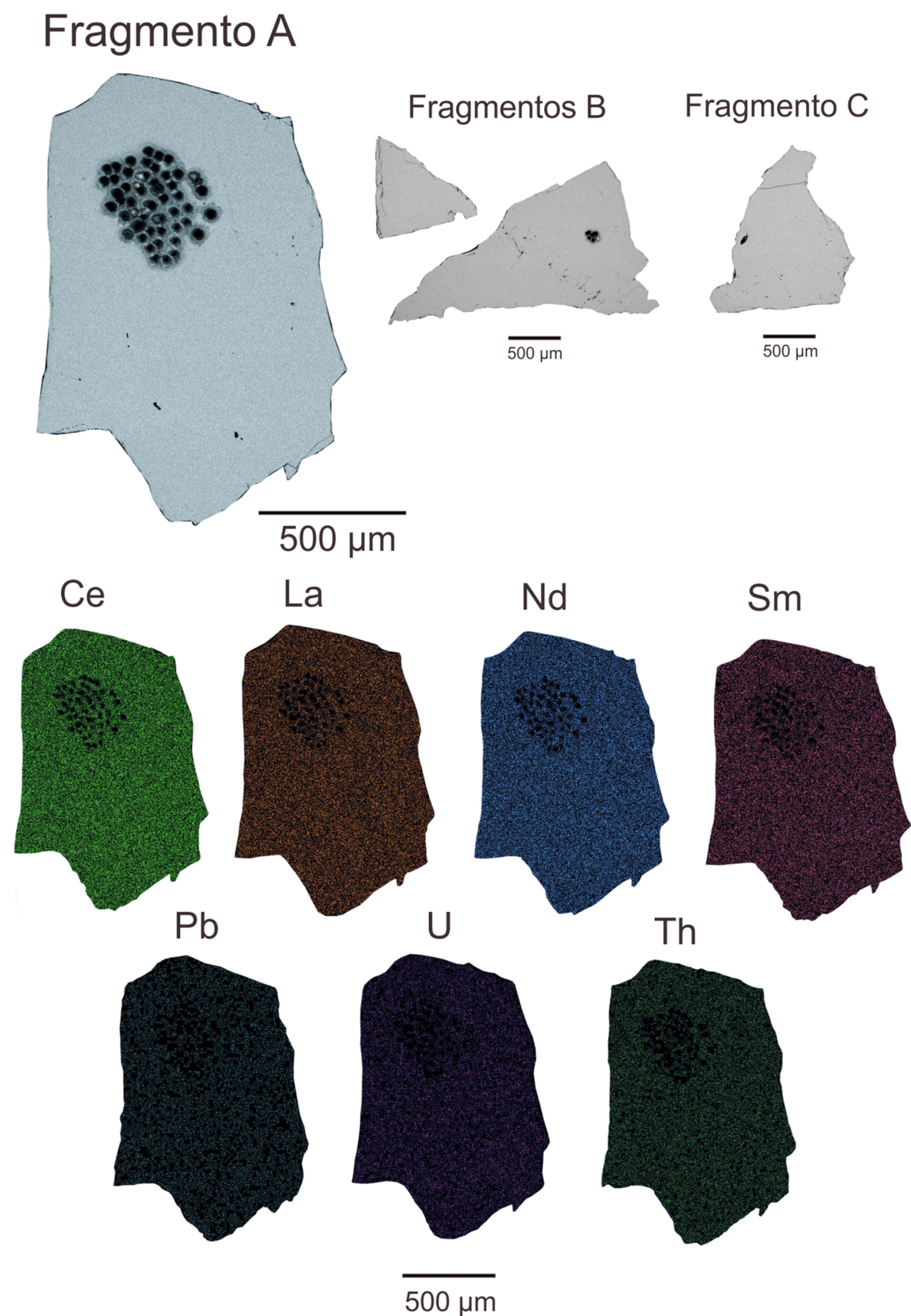


Figura 4.2 – Imagens ERE e mapas composicionais MEV-EDS do fragmento A – monazita Bananeira para os elementos Ce, La, Sm, Nd, Pb, U e Th mostrando a homogeneidade interna. Os pontos pretos correspondem a *spots* de 25 μm do *laser* 213nm de análises U-Pb realizadas previamente nos cristais.

Fragmentos A

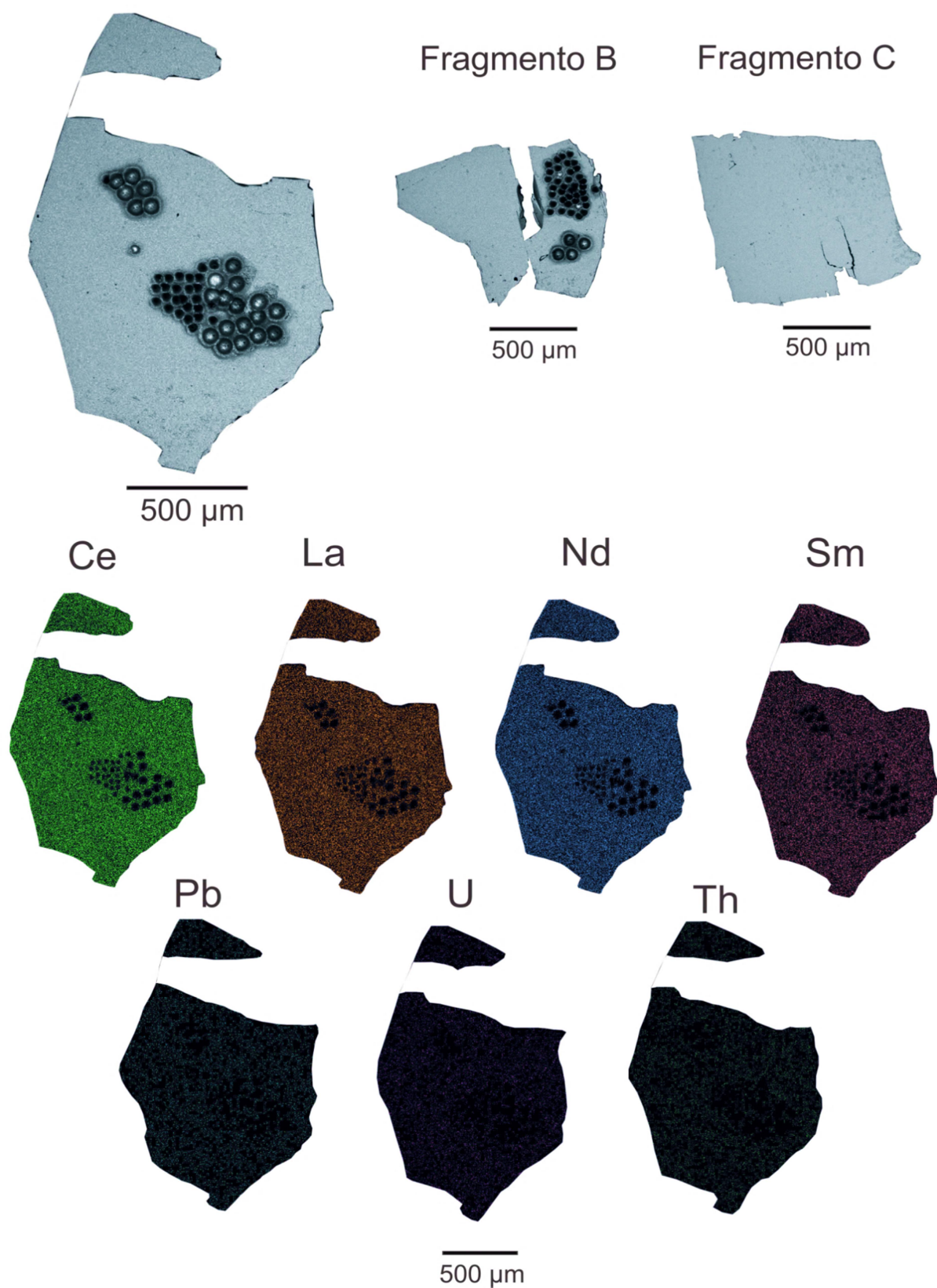


Figura 4.3 – Imagens ERE e mapas composicionais MEV-EDS do fragmento A – monazita Diamantina para os elementos Ce, La, Sm, Nd, Pb, U e Th mostrando a homogeneidade interna. Os pontos pretos menores e brilhantes maiores correspondem a *spots* de 25 e 50 μm de *laser* 213nm de análises U-Pb realizadas previamente nos cristais.

As análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS para os MRs no Laboratório Paraíso foram realizadas durante cinco diferentes sessões ao longo dos anos 2019 (Bananeira n = 60, duas sessões com 30 *spots*; Diamantina n = 80, uma sessão com 30 e outra com 50 *spots*), 2020 (Bananeira n = 28; Diamantina n = 30, uma sessão) e 2021 (Diamantina n = 10, uma sessão). As informações gerais, como a data das sessões e o número de *spots* para cada MR, estão resumidas na Tabela 4.3.

Para fins de correção de fracionamento isotópico e instrumental induzidos pelo *laser* e para determinar qual dos dois MRs seria o mais apropriado para ser usado como primário, a monazita Bananeira foi utilizada como MR primário nas análises da monazita Diamantina como amostra e vice-versa.

Tabela 4.3 - Sumário das sessões de análises realizadas nos anos de 2019, 2020 e 2021.

Sessão	Amostra	MR utilizado	Nº de <i>Spots</i>	Tamanho do <i>Spot</i>
I – 25/06/2019	Bananeira	Diamantina	30	25 μm^1
	Diamantina	Bananeira	30	25 e 50 μm
II – 18/09/2019	Diamantina	Bananeira	50	25 e 50 μm
III – 31/10/2019	Bananeira	Diamantina	30	25 μm^2
IV- 10/11/2020	Bananeira	Diamantina	28	25 μm^2
	Diamantina	Bananeira	30	50 μm
V- 05/01/2021	Diamantina	Bananeira	10	50 μm

¹: MR com *spot* de 25 e 50 μm ; ²: MR com *spot* de 50 μm .

Os resultados das análises U-Pb para as monazitas de referência Bananeira e Diamantina foram plotados em diagramas Concórdia e de média ponderada (Figuras 4.4 e 4.5). Os dados isotópicos são listados no Apêndice A – Tabelas Suplementares 1 e 2. Na Tabela 4.4 são apresentadas as razões isotópicas médias e as idades médias ponderadas obtidas para as monazitas Bananeira ($^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$) e Diamantina ($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$). Dados de Gonçalves *et al.* (2016, 2018) são apresentados para comparação.

4.3.1 Monazita Bananeira

Um conjunto de análises (10 *spots*) da sessão 2019-I apresentou idades concordantes porém bem mais velhas que os outros conjuntos da mesma sessão e de outras sessões (idades individuais $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ entre 530 e 540 Ma) e foi completamente descartado dos cálculos de idade. Um ponto da última sessão apresentou discordância >2% e também foi descartado. Dessa forma, 77 pontos dos 88 pontos totais realizados foram aproveitados.

As análises concordantes forneceram médias ponderadas das idades $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ de 510 ± 5 Ma (Figura 4.4A; n = 20, 95% conf., MSWD = 0,25) e 506 ± 5 Ma (Figura 4.4B; n = 30,

95% conf., MSWD = 0,24) nas sessões I (fragmento A) e II (fragmentos A, B e C) do ano de 2019; e 510 ± 5 Ma (Figura 4.4C; $n = 27$, 95% conf., MSWD = 0,089) na sessão do ano de 2020 (fragmentos A, B e C). As idades obtidas são similares, dentro dos limites de erro, com a idade de 508 ± 1 Ma (média ponderada $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$; 95% conf.; MSWD = 6,8; $n = 7$) publicado por Gonçalves *et al.* (2016), obtida em análises por ID-TIMS e assumida como sendo a idade de cristalização desta monazita. Para monazitas com alto conteúdo de Th, a idade inferida $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ pode ser mais antiga que a idade verdadeira devido ao excesso de ^{206}Pb resultante da captação de ^{230}Th (Kohn & Vervoot 2008). Por esse motivo, Gonçalves *et al.* (2016) assumiu a idade média $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ como a idade de cristalização desta monazita.

Para os mesmo pontos e sessões, as médias ponderadas das idades $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ apresentadas foram de 506 ± 3 Ma ($n = 20$, 95% conf., MSWD = 0,90), 503 ± 3 Ma ($n = 30$, 95% conf., MSWD = 0,75) e 508 ± 3 Ma ($n = 27$, 95% conf., MSWD = 0,34). Essas idades são similares com as médias ponderadas das idades $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ obtidas nas análises deste trabalho.

4.3.2 Monazita Diamantina

Três pontos discrepantes da sessão 2019-II foram rejeitados pelo *Isoplot* no cálculo de idade. Dessa forma, 117 pontos dos 120 pontos totais realizados foram aproveitados.

As análises concordantes forneceram médias ponderadas das idades $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ de 487 ± 2 Ma (Figura 4.5A; $n = 30$, 95% conf., MSWD = 1,09) e 495 ± 2 Ma (Figura 4.5B; $n = 47$, 95% conf., MSWD = 0,995) nas sessões I (cristal A) e II (cristal B) do ano de 2019; e 494 ± 3 Ma (Figura 4.5C; $n = 40$, 95% conf.; MSWD = 0,085) nos dados agrupados das sessões dos anos de 2020 e 2021 (fragmentos A, B e C). Com exceção da primeira, essas idades são similares, dentro dos limites de erro, ao valor de 495 ± 1 Ma (média ponderada $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$; 95% conf.; MSWD = 2,1; $n = 8$) de Gonçalves *et al.* (2018), também obtido por ID-TIMS e assumido como idade de cristalização dessa monazita.

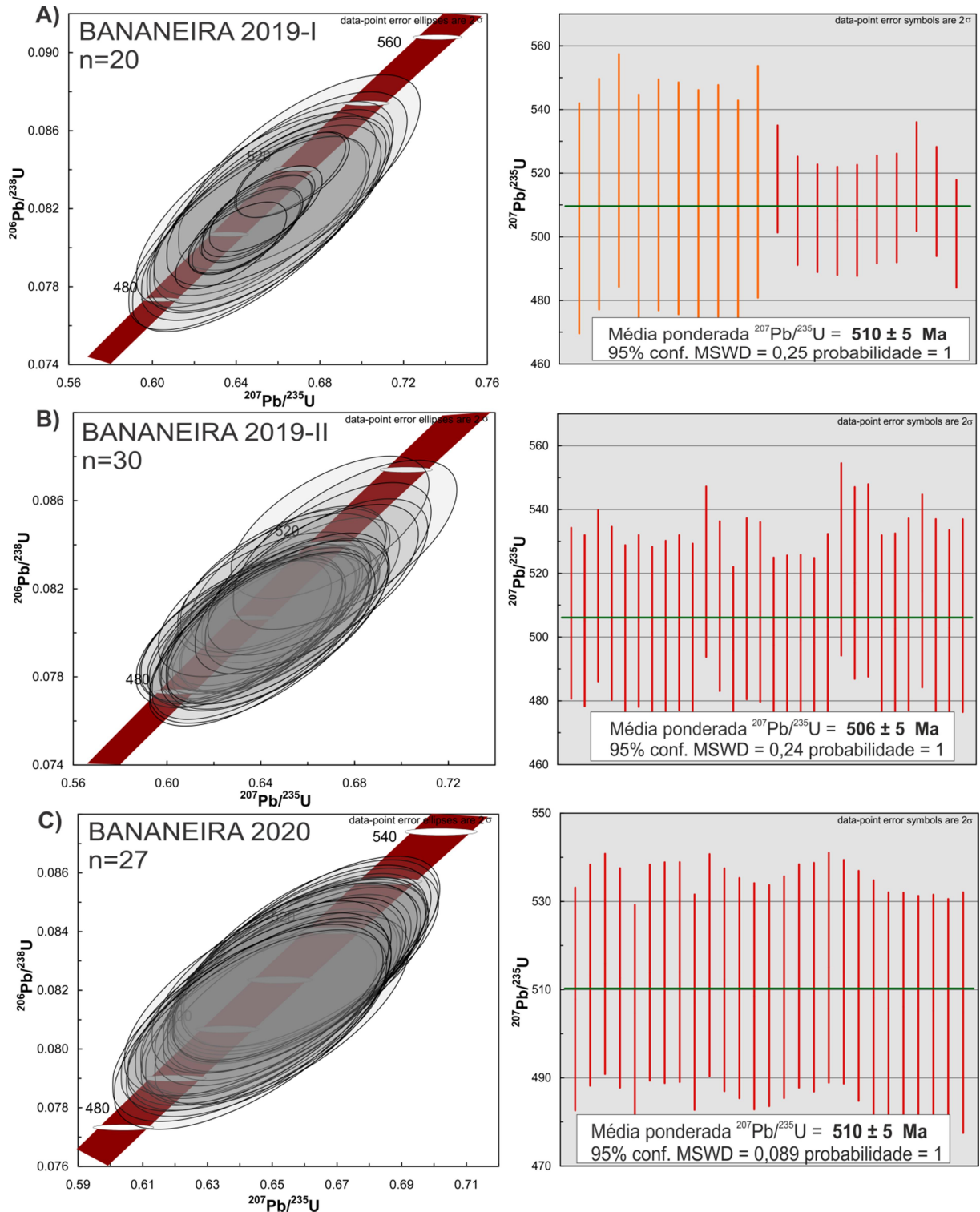


Figura 4.4 – Diagramas Concórdia e de idades média ponderada $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ para a monazita Bananeira usando a monazita Diamantina como MR primário obtidas por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso em (A) primeira sessão de 2019, (B) segunda sessão de 2019 e (C) sessão III em 2020. No diagrama de média ponderada em A): os traços maiores de cor laranja correspondem às análises em que o MR primário Diamantina foi analisado com *spots* de 25 μm de diâmetro; os traços menores de cor vermelha correspondem às análises em que o MR primário Diamantina foi analisado com *spots* de 50 μm de diâmetro, isso explica também a diferença nos tamanhos das elipses no diagrama Concórdia (A).

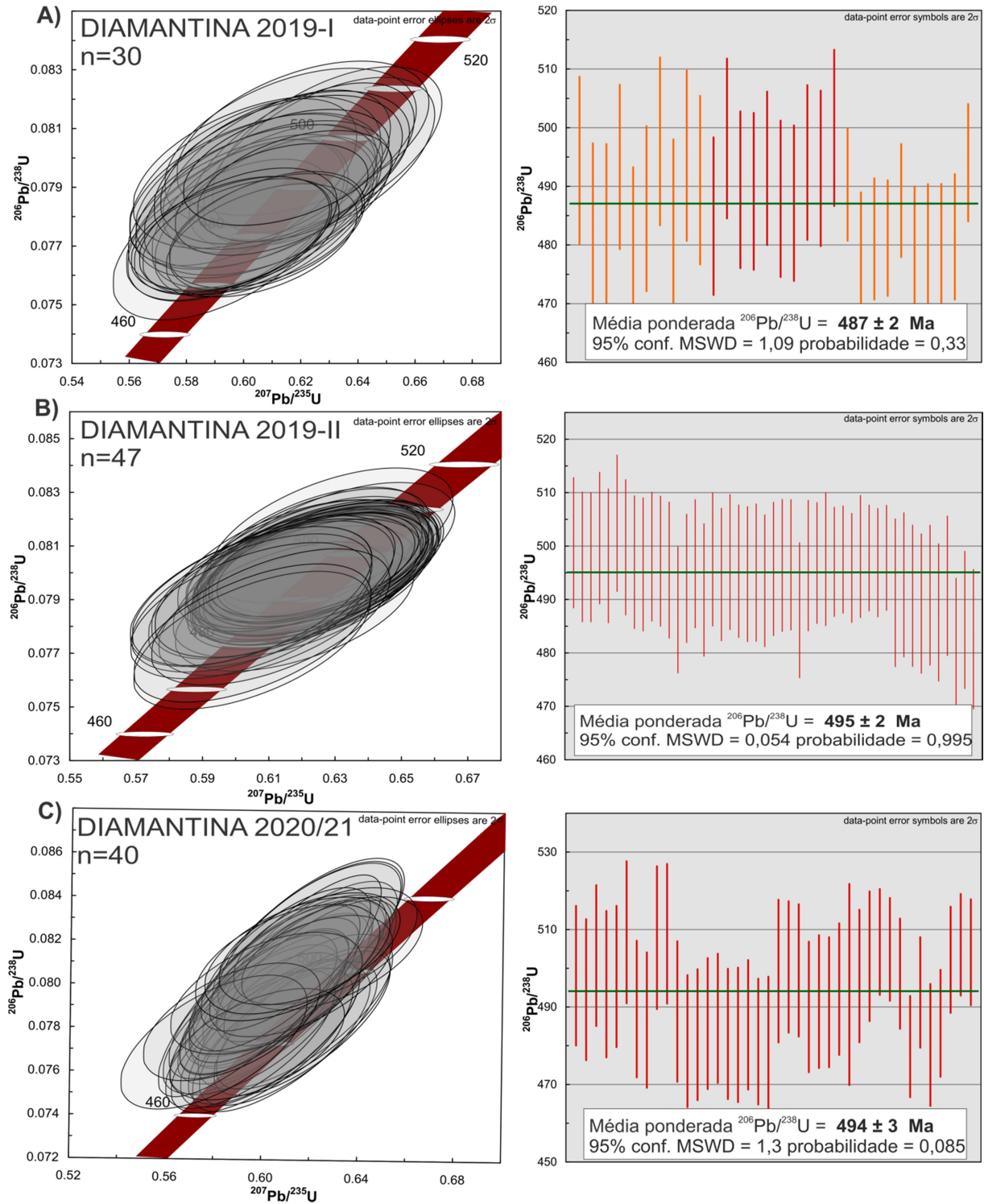


Figura 4.5 – Diagramas Concórdia e de idades média ponderada $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ para a monazita Diamantina usando a monazita Bananeira como MR primário obtidas por LA-ICP-MS no Laboratório Paraíso em (A) primeira sessão de 2019, (B) segunda sessão de 2019 e (C) sessões IV de 2020 e V de 2021 juntas. No diagrama de média ponderada em A): os traços de cor laranja correspondem a análises realizadas na amostra de monazita Diamantina com *spots* de 25 μm de diâmetro; os traços de cor vermelha representam análises realizadas na amostra de monazita Diamantina com *spots* de 50 μm de diâmetro.

Verificou-se apenas pequenas diferenças nos resultados entre diferentes sessões analíticas a longo prazo (2019-2021). A monazita Diamantina foi analisada com *spots* de 25 e 50 μm tanto como amostra, como quando usada como MR primário. Na primeira sessão de 2019, quando utilizada como amostra, foram realizados dois conjuntos de análises (20 *spots* no total) com 25 μm e um conjunto (dez *spots*) com 50 μm . Não foram identificadas diferenças significativas, porém a idade média $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ fornecida para esta sessão (487 ± 2 Ma) é um pouco mais nova que a idade fornecida por Gonçalves *et al.* (2018) de 495 ± 1 Ma.

Na mesma sessão (2019-I), quando utilizada como MR primário para as análises da monazita Bananeira como amostra, a monazita Diamantina foi analisada com *spots* de 25 μm para o primeiro conjunto de análises, e com *spots* de 50 μm para o segundo e terceiro conjuntos. Os *spots* de 25 μm produzem um sinal analítico menor, o que ocasiona uma propagação de erro maior sobre as amostras e consequentemente elipses de erro maiores (erros $>3\%$ para razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $>2\%$ para razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Diferentemente, *spots* de 50 μm fornecem um sinal analítico maior, que ocasiona uma propagação de erro menor sobre as amostras e elipses de erro menores. Isto reflete em diferenças nos tamanhos das elipses de erro das análises da monazita Bananeira visualizadas na Figura 5A no diagrama Concórdia e de média ponderada. Enquanto que quando utilizada como amostra (com a monazita Bananeira como MR primário) nota-se nenhuma diferença nas análises realizadas com 25 e 50 μm (Figura 4.5A).

Os resultados LA-MC-ICP-MS neste estudo mostram boas concordâncias com os valores obtidos por ID-TIMS, LA-Q-ICP-MS e LA-SF-ICP-MS da literatura apresentados por Gonçalves *et al.*, (2016, 2018). Para ter um sinal analítico aceitável da monazita Diamantina é necessário utilizar um *spot* de 50 μm . A monazita Diamantina será então utilizada como material de referência secundário, intercalado com as amostras para testar a eficácia e reprodutibilidade do método. A monazita Bananeira mostrou-se melhor para a utilização como referência primária em função da concentração de U e Pb e maior intensidade do sinal analítico que reflete em menores erros sobre as idades das amostras.

Tabela 4.4 - Razões isotópicas médias obtidas e idades calculadas para as monazitas Bananeira e Diamantina.

Monazita	Razões Isotópicas						Idades (Ma)		Idade Concórdia
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (2 σ)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (2 σ)	
¹ Bananeira (2019.1 n=20)	0,6533	2,61	0,0818	1,80	0,0579	1,89	510 ± 5	506 ± 3	507 ± 3
¹ Bananeira (2019.2 n=30)	0,6466	2,78	0,0811	1,77	0,0579	2,15	506 ± 5	503 ± 3	503 ± 3
¹ Bananeira (2020 n=27)	0,6527	2,50	0,0820	1,61	0,0577	1,91	510 ± 5	508 ± 3	508 ± 3
² Bananeira (n=7)	0,6487	0,02	0,0829	0,00	0,0567	0,05	508 ± 1^a		
¹ Diamantina (2019.1 n=30)	0,6081	2,61	0,0786	1,28	0,0561	2,27	482 ± 4	487 ± 2	487 ± 2
¹ Diamantina (2019.2 n=47)	0,6198	2,33	0,0798	1,23	0,0563	1,97	490 ± 3	495 ± 2	495 ± 2
¹ Diamantina (2020-2021 n=40)	0,6084	2,49	0,0796	1,69	0,0554	1,81	483 ± 4	494 ± 3	494 ± 3
³ Diamantina (n=8)	0,6291	0,0016	0,0799	0,0002	0,0571	0,0001		495 ± 1^b	

¹: Este trabalho (LA-MC-ICP-MS). ²: Gonçalves *et al.*, 2016 (ID-TIMS). ³: Gonçalves *et al.*, 2018 (ID-TIMS). ^a: $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ idade média ponderada (2 σ , 95% conf.). ^b: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade média ponderada (2 σ , 95% conf.). * isótopo radiogênico.

4.4 MONAZITA XAMBIOÁ: PROVENIÊNCIA E POTENCIAL PARA USO COMO MR SECUNDÁRIO

A implementação de protocolos de datação de monazita depende da disponibilidade de MRs para correção de fracionamento químico e isotópico para geração de dados confiáveis. Além do MR primário, é fundamental possuir outros MRs que possam servir para verificação da acurácia e reprodutibilidade dos dados analíticos. Para isto, é necessário a utilização de uma monazita natural, homogênea e com idade bem definida, como é o caso da monazita 44069 em Wu *et al.* (2014) ou da monazita Trebilcock em Lasalle *et al.* (2014). A monazita Diamantina cumpre o papel de MR secundário no Laboratório Pará-Iso, mas é importante que se tenha outro MR secundário como alternativa à monazita Diamantina que poderia futuramente se tornar um MR internacional, se cumprir todos os requisitos. Desta forma, este estudo apresenta análises de MEV e datação U–Pb por LA-ICP-MS da monazita Xambioá para uma primeira avaliação como MR potencial.

A região de Xambioá está situada na borda nordeste do Cinturão Araguaia (CA), uma unidade geotectônica do Neoproterozoico, localizada na borda leste do Craton Amazônico, de eixo principal norte-sul com cerca de 1200 km de extensão e 100 km de largura (Alvarenga *et al.* 2000). Na área ocorrem unidades litoestratigráficas do embasamento arqueano, como os ortognaisses do Complexo Colméia, e metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Estrondo (formações Morro do Campo e Xambioá) com frequentes anfíbolitos e intercalações de rochas subvulcânicas básicas-ultrabásicas. Estas rochas alcançaram o metamorfismo de fácies anfíbolito. As formações superficiais quaternárias são representadas por areias, cascalhos, silte e argilas dos aluviões (Arcanjo *et al.*, 2013) – Figura 4.6.

O Grupo Estrondo também hospeda granitos sin- a tardi-tectônicos na forma de corpos de pequeno porte, *stocks*, veios e lentes concordantes a discordantes com a foliação das rochas metassedimentares encaixantes (Assis *et al.* 2021, Gorayeb *et al.* 2004). Destaca-se a nível regional os granitos Santa Luzia nos arredores de Paraíso do Tocantins e Barrolândia, e os granitos Presidente Kennedy e Ramal do Lontra na região de Xambioá. Uma grande quantidade de veios pegmatíticos e hidrotermais encontra-se na parte leste do CA, relacionados à evolução da granitogênese aliada a uma tectônica distensiva pós-metamórfica já na fase final do metamorfismo regional (Collyer 1999, Santos 1983).

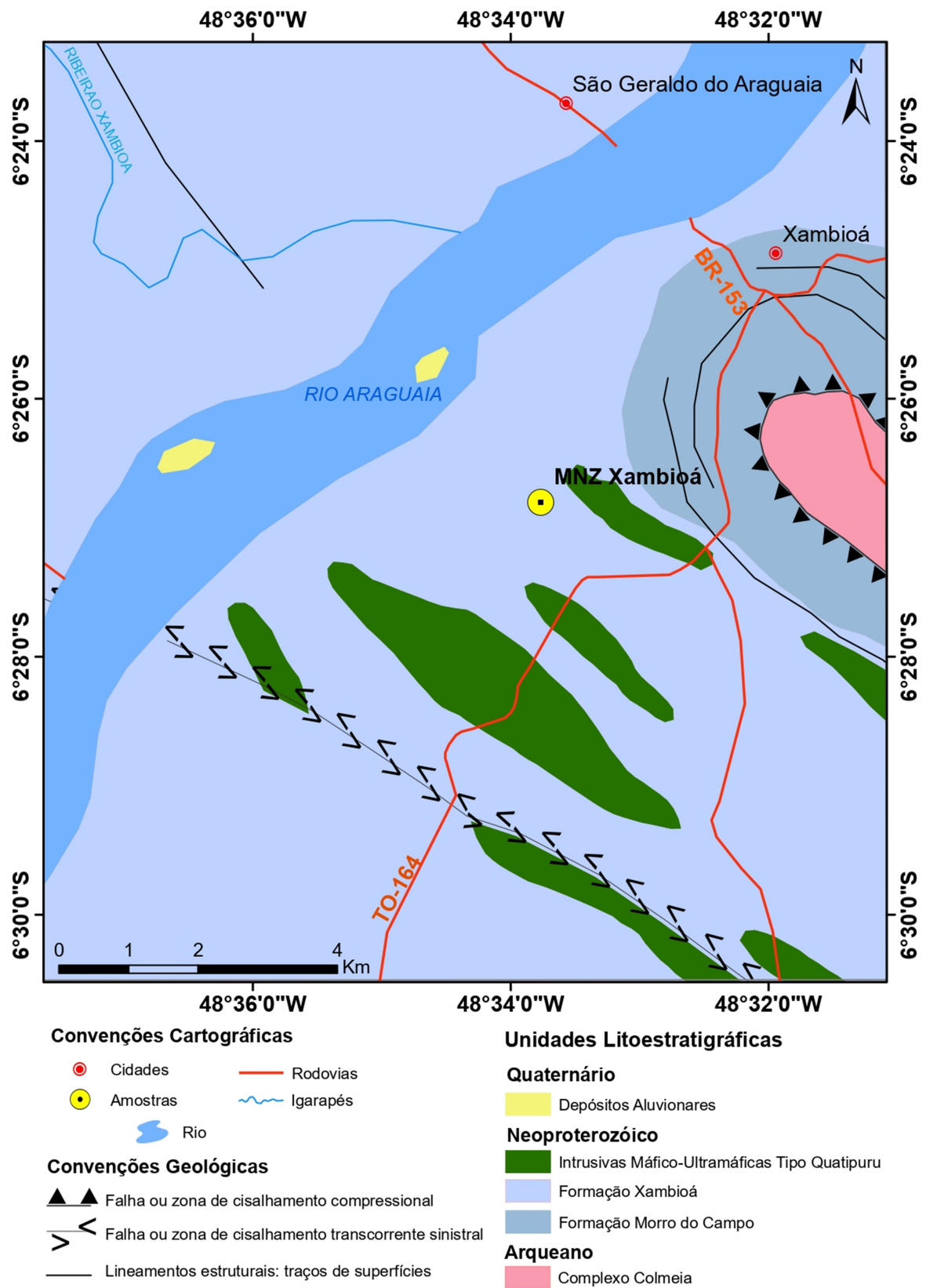


Figura 4.6 - Geologia da área de estudo no estado do Tocantins com localização aproximada da ocorrência da monazita Xambioá. Recorte do mapa geológico da Folha Araguaia (1:1.000.000; Faraco *et al.* 2004).

Nesse contexto, Santos (1983) descreveu corpo pegmatítico mineralizado com monazita na localidade de Água Branca, situada em torno de 3 km sudoeste da estrutura de Xambioá. A forma deste corpo não foi bem definida devido à intensa caulinização que transformou tanto o pegmatito quanto as rochas encaixantes pertencentes à Formação Xambioá. A estruturação do corpo apresenta um núcleo de quartzo alongado e estéril, envolto por uma zona de caulim maciço, encaixados em xistos argilizados e esbranquiçados de mesma composição que o caulim, apenas com pequenas quantidades de quartzo a mais, e que ainda exibem foliação reliquiar. A zona intermediária do caulim maciço possivelmente era uma zona feldspática do pegmatito (Santos 1983).

No contato da zona intermediária do caulim com o núcleo quartzoso ocorrem cristais de formas euédricas de monazita marrom avermelhada atingindo tamanhos até centimétricos. A argila caulinítica tem alto grau de cristalinidade indicada por difração de raios x. Nessa argila também há pequenos cristais euédricos de rutilo e mais raramente zircão, turmalina e monazita. A cristalização perfeita da caulinita sugere uma origem hidrotermal. Portanto é provável que na área, tanto os pegmatitos quanto os micaxistos da Formação Xambioá, tenham sido afetados por soluções tardias hidrotermais e a monazita e o quartzo, sobretudo do núcleo, resistiram a essa alteração. Quanto ao rutilo, supõe-se que os cristais mais desenvolvidos possam ter se formado precocemente quando da formação do pegmatito, e os cristais menores a partir da liberação do Ti na alteração das biotitas dos micaxistos (Santos 1983).

O cristal de monazita fornecido pelo prof. Márcio Santos (FAGEO/IG/UFPA) tem característica sub-gemológica, com cerca de 7 cm de comprimento, euédrico, marrom-avermelhado, com peso de 178,84 g (Figura 4.7). Um cristal proveniente do mesmo local foi esmagado e 12 fragmentos limpos de até 1mm, translúcidos a transparentes, sem inclusões, fraturas ou feições metamíticas visíveis foram fixados em fita dupla face, rodeados por moldes preenchidos com resina epóxi e polidos para obter uma superfície plana expondo uma seção do mineral que permita o uso de diferentes técnicas. Foram confeccionados três *mounts* (cada um com quatro fragmentos). Foram realizadas análises U–Pb por LA-ICP-MS em cinco cristais de dois desses *mounts* no Laboratório Pará-Iso (um destes *mounts* foi imageado por ERE). O terceiro *mount* foi utilizado também para imagens ERE, análises químicas semiquantitativas e confecção de mapas composicionais para os elementos Th, Ce, La, Sm, Nd, U, e Pb.



Figura 4.7 - Cristal euédrico centimétrico de monazita Xambioá.

Imageamento por ERE no Microscópio Eletrônico de Varredura

Para a captura das imagens ERE realizadas no LAMIN-BE foram utilizados o equipamento e os procedimentos descritos no item 4.2 acima. A caracterização química de MRs inclui as imagens de ERE para testar a presença de diferentes domínios de composição/idade ou inclusões. As imagens ERE e os mapas composicionais adicionais realizados por EDS destacam os diferentes fragmentos como homogêneos na mesma escala de cinza (ou seja, composicionalmente homogêneos), sem zoneamento detectável, e são vistas apenas poucas inclusões (Figura 4.8).

As análises químicas semiquantitativas foram realizadas para avaliar variações composicionais em pequena escala. Os mapas composicionais para os elementos Th, U e Pb são os que apresentam a menor densidade de pontos (Figura 4.9). As análises revelaram baixos teores de Th (1,86 – 2,19g/100g) sendo detectados em apenas três pontos de análises em três diferentes fragmentos. O elemento terra rara mais abundante é o Ce (28,81 – 31,88 g/100g), o que a torna uma monazita-(Ce). O segundo terra rara mais abundante é o La (13,15

– 17,96 g/100g), seguido por Nd (10,33 – 12,95 g/100g). Não foram identificados picos de Ca, Si e Y.

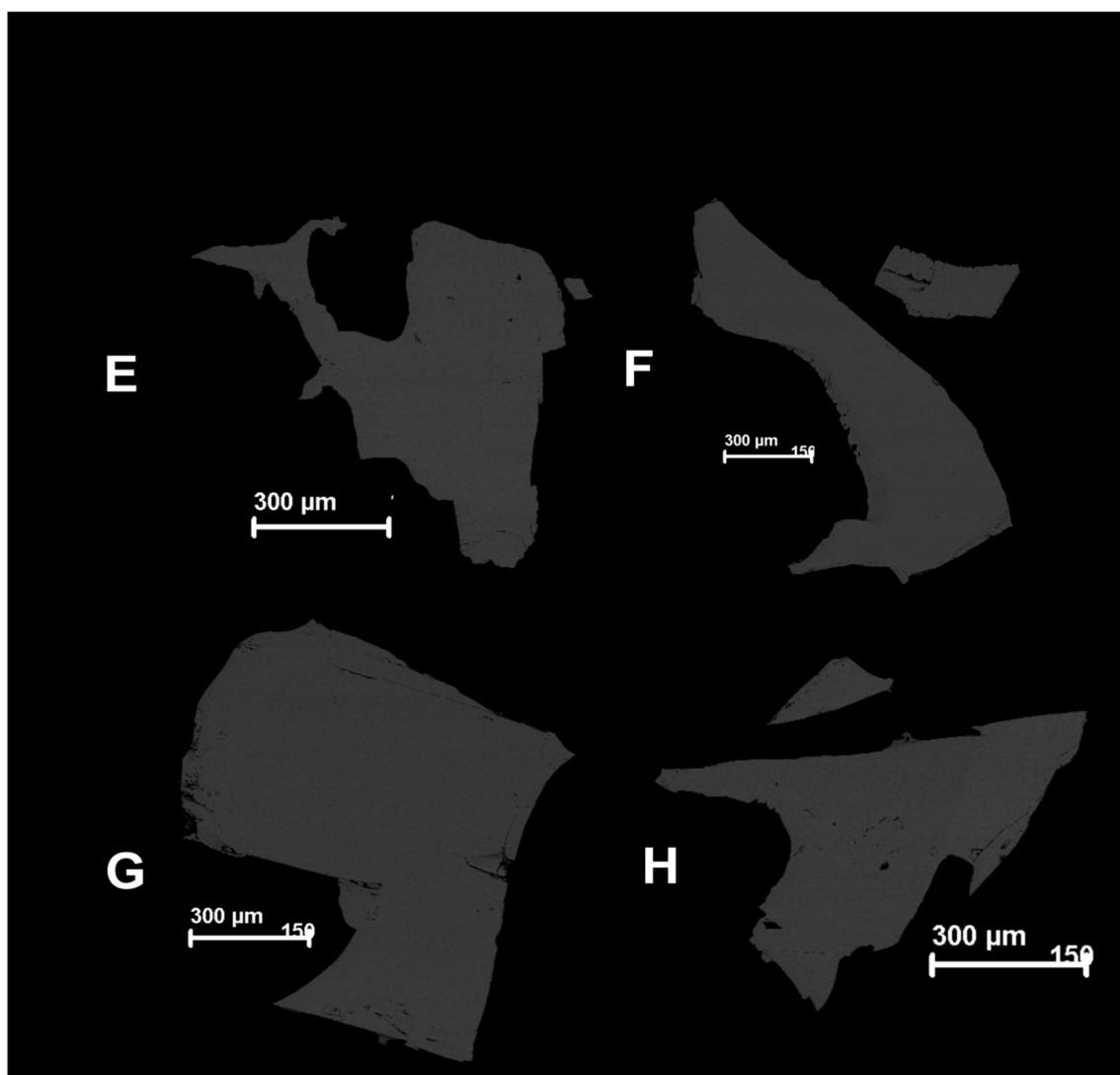


Figura 4.8 - Imagens ERE por microscopia eletrônica de varredura representativas dos cristais de monazita Xambioá, mostrando aparente homogeneidade sem zoneamento e poucas inclusões e fraturas.

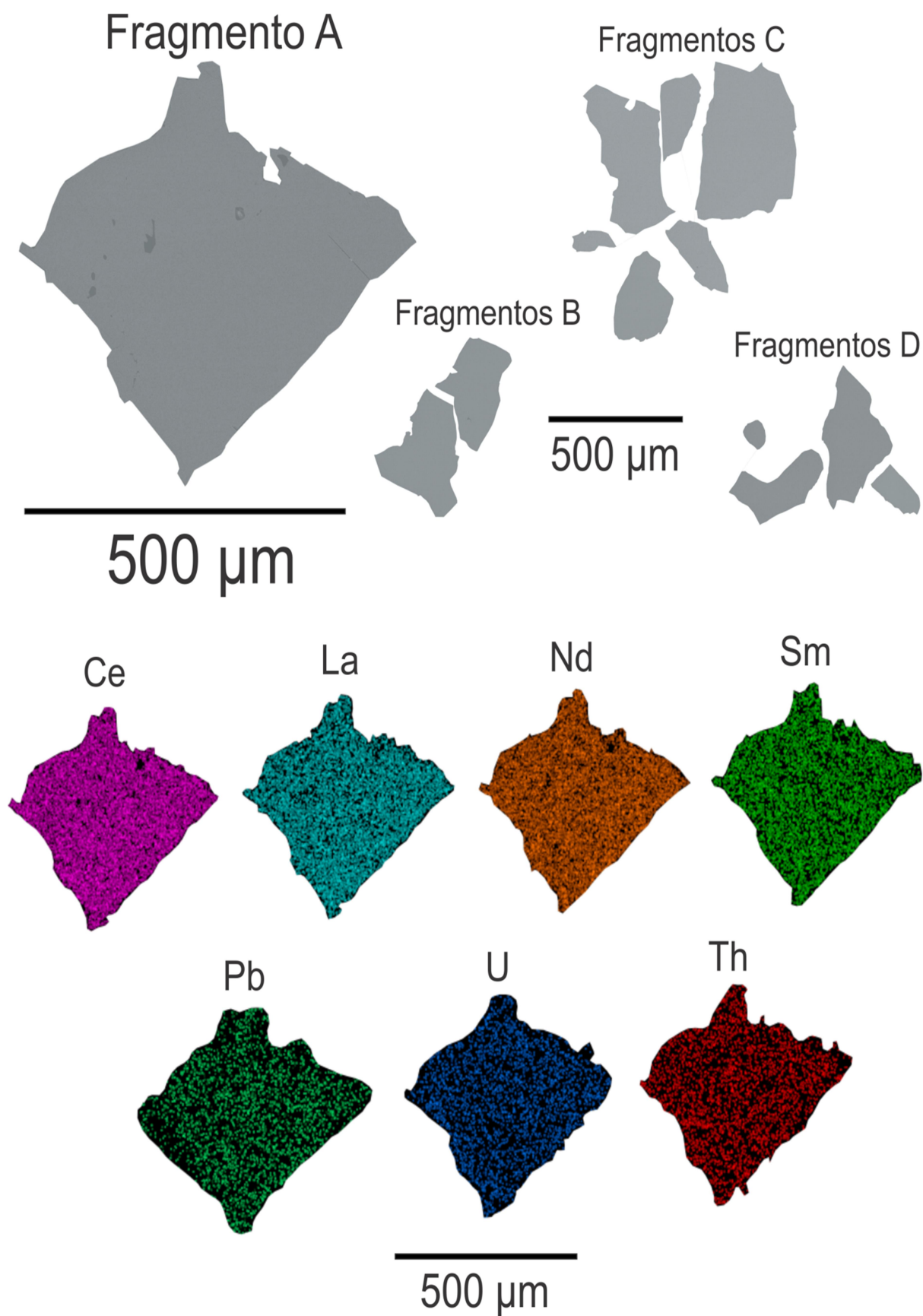


Figura 4.9 - Mapas Composicionais MEV-EDS do fragmento A da monazita Xambioá para os elementos Ce, La, Nd, Sm, Pb, U e Th mostrando a homogeneidade da distribuição interna dos elementos.

Foram realizadas 58 análises isotópicas U-Pb em cinco grãos de dois *mounts* diferentes no Laboratório Pará-Iso em duas sessões, com *spots* de 25 e 50 µm de diâmetro, utilizando a monazita Bananeira como MR primário. Destas análises, 15 foram descartadas por problemas causados pelo sinal analítico que geraram grandes discordâncias (>26%). Os dados são apresentados no Apêndice A – Tabela Suplementar 3. Os dados plotados no diagrama Concórdia forneceram uma idade concordante de $514,3 \pm 2,3$ Ma (2σ , $n = 27$, MSWD = 23). Os mesmos cristais produziram uma idade média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $514,8 \pm 2,3$ Ma (2σ , MSWD = 0,56) – Figura 4.10.

Esta monazita apresentou baixas contribuições de Pb comum com f206% entre 0,21 e 1,31. Com *spots* de 25 µm de diâmetro, as concentrações de Th variaram de 9229 a 34886 ppm, com média de 21125 ppm; as concentrações de U variaram de 149 a 248 ppm, com média de 202 ppm; as concentrações de Pb variaram de 208 a 781 ppm, com média de 471 ppm. Com *spots* de 50 µm os valores obtidos foram de 35829 a 118349 ppm, com média de 76162 ppm para o Th; de 543 a 760 ppm, com média de 666 para o U; e de 814 a 2520 ppm, com média de 1663 ppm (Apêndice A – Tabela Suplementar 3).

A idade concordante de $514,3 \pm 2,3$ Ma obtida é compatível com aquelas apresentadas por Alves *et al.* (2019) para análises U-Pb de monazita por LA-ICP-MS da amostra VI-193 de pegmatitos da Suíte Granítica Santa Luzia. Estes autores forneceram duas idades concordantes de $512,3 \pm 0,81$ Ma ($n = 7$, MSWD = 4,1) e $501,4 \pm 1,1$ Ma ($n = 4$, MSWD = 1,5), consideradas como registrando o intervalo de tempo de resfriamento do pegmatito, o qual por sua vez é interpretado como fase final de cristalização do magmatismo do Granito Santa Luzia. A unidade envolve um grande plúton e corpos menores com idades controversas que variam de $538,3 \pm 1$ Ma (U-Pb em zircão, Alves *et al.* 2019) a 635 ± 53 Ma (Pb-Pb em zircão, Moura & Gaudette, 1993b). Alves *et al.* (2019) concluíram que a cristalização do Granito Santa Luzia ocorreu em ~540 Ma e representa um episódio de magmatismo granítico tardio a pós orogênico ligado a formação do Cinturão Araguaia após a colisão dos crátons Amazônico e São Francisco e do Bloco Parnaíba.

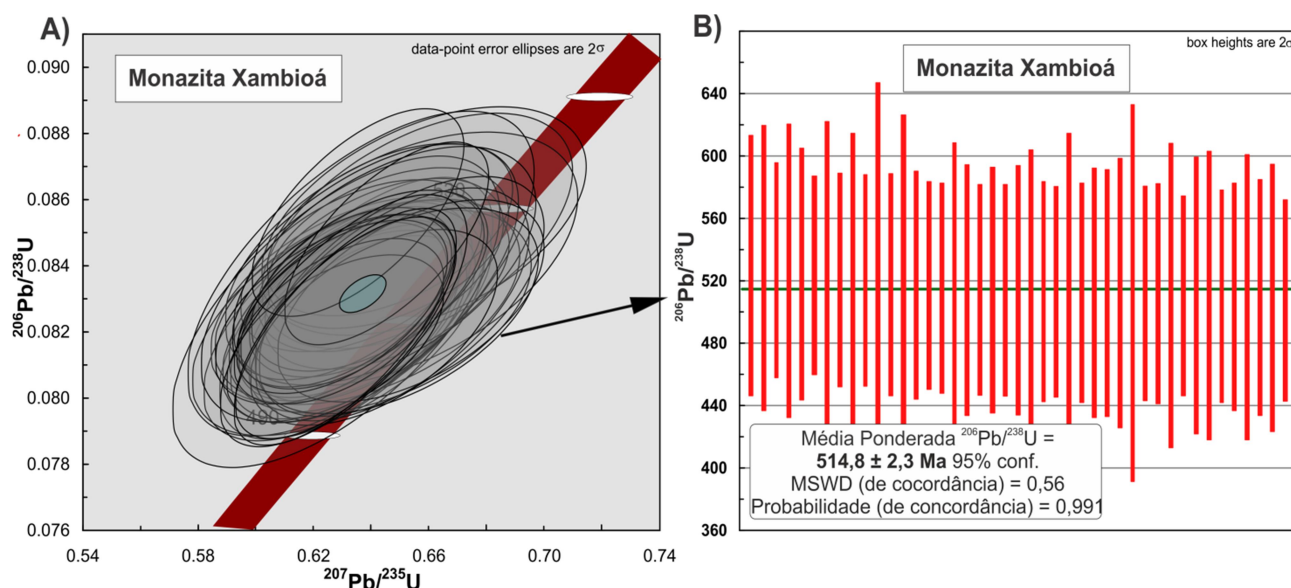


Figura 4.10 - Diagrama Concórdia (A) e média ponderada da idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (B) para a monazita Xambioá.

Os dados U-Pb preliminares dessa monazita são concordantes e reprodutíveis, e forneceram idades compatíveis e coerentes com o quadro geológico local. A aparente homogeneidade interna faz dessa monazita uma candidata potencial como novo material de referência secundário para utilização interna no laboratório. Dados sobre teores e composição isotópica necessitam ser detalhados e consolidados no futuro. Há um grande volume de material disponível o que deverá permitir a calibração interlaboratorial tanto em laboratórios brasileiros quanto no exterior.

5 APLICAÇÃO EM ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DO CTG, NO SUDESTE DO EG

Como primeira aplicação da metodologia U–Pb em monazita por LA-MC-ICP-MS no Laboratório Paraíso em um estudo geológico, foram utilizadas três amostras de rochas de alto grau metamórfico do complexo granulítico Tartarugal Grande, região centro-leste do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas, sendo dois granada-biotita leucognaisses e um neossoma rico em granada e monazita derivado de um leucognaisse migmatítico. Essas rochas foram anteriormente estudadas em detalhes por Avelar (2002), Avelar *et al.* (2003), Paiva (2016) e Gorayeb *et al.* (2021). Como mencionado anteriormente, essas amostras foram selecionadas a fim de consolidar as idades dos episódios de metamorfismo e deformação que essas rochas experimentaram e comparar com outras unidades metamórficas de alto grau do cinturão orogênico riaciano. Desta maneira, busca-se contribuir para o entendimento do significado desta unidade no contexto da evolução geodinâmica do sudeste do Escudo das Guianas.

5.1 CONTEXTO REGIONAL

O Cráton Amazônico, localizado ao norte da América do Sul, alcançou estabilidade tectônica no início do Neoproterozoico (Brito Neves & Cordani 1991). É uma das áreas cratônicas mais extensas do mundo, subdividido nos escudos das Guianas e Brasil Central, separados pela bacia paleozoica do Amazonas (Almeida *et al.* 1981). Vários modelos têm sido propostos para a compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico. Desses principais modelos, os mais aceitos são os de Tassinari & Macambira (2004) e Santos *et al.* (2000, 2006). Estas propostas dividem o cráton em províncias geotectônicas com base em padrões geocronológicos, tendências estruturais, associação litológica e evolução geodinâmica.

Na última década, diversas contribuições auxiliaram na modificação dos modelos anteriores, levando a uma nova compartimentação dos domínios geotectônicos no arcabouço geológico do Escudo das Guianas, sobretudo na sua porção oriental. A proposta mais atualizada (Fraga & Cordani 2019, Fraga *et al.* 2020 – Figura 5.1) configura a porção oriental do Escudo das Guianas em: (1) um vasto cinturão riaciano de terrenos gnáissico-granítico-*greenstone* e de granulitos e charnockitos (cinturão granulítico Bakhuis) com registro de metamorfismo de ultra-alta temperatura (DeRoeve *et al.* 2003); (2) cinturões orogênicos e ígneos do início do Orosiriano (arcos Trairão e Anauá, Cinturão Cauarane-Coeroeni e cinturões ígneos Oracaima e Rio Urubu); (3) uma extensa província ígnea silícica - SLIP do Orosiriano tardio (SLIP Uatumã) com gnaisses, localmente, e uma extensa cobertura de plataforma sedimentar (Supergrupo Roraima); (4) um cinturão de alto-grau Orosiriano-

Estateriano intrudido por granitos calimianos e por diques e *sills* do início do Estateriano (magmatismo máfico Avanavero – Teixeira *et al.* 2019); (5) dois domínios arqueanos retrabalhados no Riaciano, o Complexo Imataca a noroeste (Tassinari *et al.* 2004) e o Bloco Amapá a sudeste (Rosa-Costa *et al.* 2006), complementam essa compartimentação geotectônica (Figura 5.1).

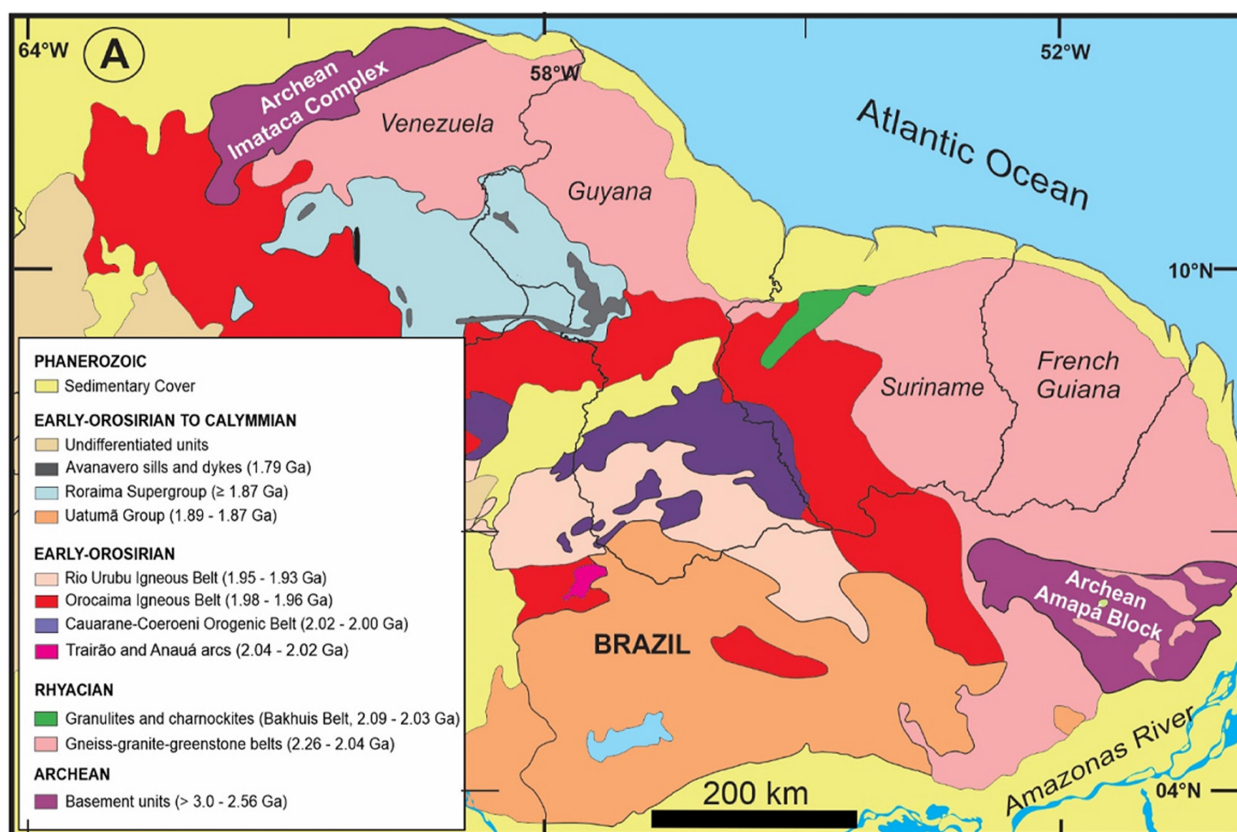


Figura 5.1 - Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas de acordo com Fraga & Cordani (2019) e Fraga *et al.* (2020). Retirado de Gorayeb *et al.* (2021).

5.2 O SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

O cinturão orogênico riaciano (orogênese Transamazônica) se estende ao longo da porção oriental do Escudo das Guianas, incluindo o norte do Brasil, no estado do Amapá e noroeste do estado do Pará, Guiana Francesa e parte do Suriname, Guiana e Venezuela. Esta porção compreende principalmente complexos granulítico-migmatítico-gnáissicos, *greenstone belts* e granitoides. O modelo de evolução geodinâmica aceito para essa porção do Escudo das Guianas, envolve estágios de abertura oceânica, formação de crosta continental relacionada a ambiente de subducção em sistema de arcos de ilha, e fechamento oceânico com retrabalhamento ensialico (Vanderhaeghe *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003a,b). Uma fase orogênica inicial ($\sim 2,26$ Ga) é marcada por magmatismo toleítico oceânico seguido pelo desenvolvimento de sequências *greenstone* e magmatismo TTG ($\sim 2,20$ – $2,13$ Ga). Durante o

estágio de colisão (~2,12–2,08 Ga), o fechamento das bacias de arco de ilha induziu o magmatismo granítico e a migmatização das sequências *greenstones* e unidades TTG. Uma fase orogênica tardia (~2,07–2,03 Ga) é marcada pela colocação de granitos metaluminosos e por metamorfismo de alto grau e migmatização regional. Contemporâneo a este estágio ocorre o evento metamórfico de alto grau registrado no oeste do Suriname (cinturão granulítico Bakhuis) e também na parte mais sudeste do escudo. Idades de 1,96 a 1,85 Ga ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita) indicam a história final de resfriamento da orogenia (Nomade *et al.* 2002, Rosa-Costa *et al.* 2008b). As escassas unidades pós-transamazônicas são caracterizadas por magmatismo alcalino intracontinental no Estateriano e granitos anorogênicos (1,75 Ga), magmatismo toleítico da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) no Jurássico Inferior (0,2 Ga) e a cobertura sedimentar fanerozoica (Vasquez & Lafon 2001, Nomade *et al.* 2007).

Em território brasileiro, Rosa-Costa *et al.* (2006, 2014, 2017) dividiram o sudeste do Escudo das Guianas em três grandes domínios tectônicos, representados pelo bloco Arqueano Amapá, cercado pelos domínios Lourenço a norte, e Carecuru a sul (Figura 5.2B). O Bloco Amapá constitui um extenso fragmento continental meso-neoarqueano retrabalhado no Riaciano. Este bloco, predominantemente orientado segundo a tendência regional NW-SE, inclui ortognaisses TTG, gnaisses-graníticos orto e paraderivados, plútons charnockíticos, ortognaisses graníticos e granitos neoarqueanos. Sequências metavulcano-sedimentares e granitoides riacianos formam uma associação orogênica paleoproterozoica (Rosa-Costa & Abrantes 2017).

Os processos geodinâmicos relacionados à acreção crustal juvenil durante a orogenia riaciana geraram os domínios Lourenço e Carecuru. O Domínio Lourenço estende-se pelo norte do Amapá em direção à Guiana Francesa. As unidades paleoproterozoicas incluem uma associação *granito-greenstone* representada por ortognaisses e metagranitoides e escassas sequências metavulcano-sedimentares (2,26-2,10 Ga), e suítes granitoides sin-colisionais a orogênicas tardias (~2,10-1,99 Ga). Na transição com o Bloco Amapá, na parte sul do domínio, foram identificados remanescentes arqueanos desmembrados (Rosa-Costa *et al.* 2014). A evolução do Domínio Lourenço é semelhante à documentada na Guiana Francesa e está relacionada com etapas de subducção da crosta oceânica e acreção tectônica (Vanderhaeghe *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003a). Um arco magmático continental na margem do domínio com o bloco arqueano também foi sugerido (Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020). O Domínio Carecuru compreende principalmente sequências metavulcano-sedimentares (<2,26 Ga) e suítes plutônicas pré-colisionais meso-riacianas, plutons neoriacianos sin-colisional a orogênico tardio (~2,10-2,07 Ga). Além disso, gnaisses

granulíticos ocorrem como remanescentes arqueanos no Complexo Ananaí (Rosa-Costa e Abrantes 2017, Milhomem Neto & Lafon 2020). A evolução tem sido relacionada à fase pré-colisional, dentro do contexto de arcos magmáticos em uma margem continental arqueana (Rosa-Costa & Abrantes 2017).

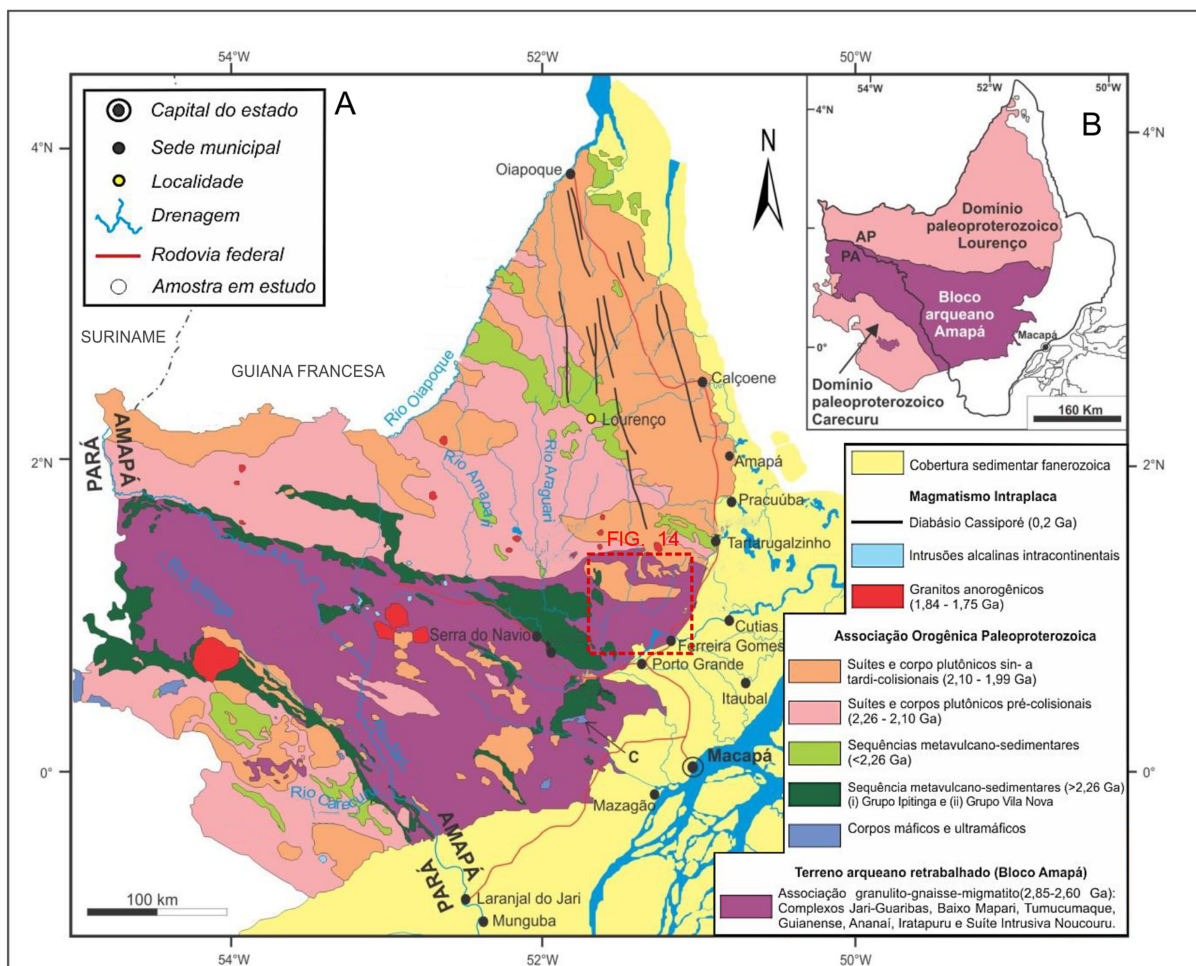


Figura 5.2 - Mapa simplificado do sudeste do Escudo das Guianas (A). Domínios tectônicos do sudeste do Escudo das Guianas (B): domínios Lourenço e Carecuru e Bloco Amapá. Adaptado de Rosa-Costa *et al.* (2014).

As amostras utilizadas neste estudo estão localizadas em um setor entre os municípios de Tartarugalzinho e Ferreira Gomes. Esta região está situada na transição do Bloco Amapá com a borda sudeste do Domínio Lourenço. As principais unidades litoestratigráficas da área pertencentes ao Domínio Lourenço e Bloco Amapá são: unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino neoarqueano (Complexo Guianense e Metagranitoide Pedra do Meio); assembleia paleoproterozoica riaciana decorrente da Orogenia Transamazônica que inclui – sequências metavulcano-sedimentares (grupos Vila Nova e Tartarugalzinho), magmatismo pré-colisional (Tonalito Papa Vento), magmatismo orogênico sin-colisional a tardio (Complexo Araguari, granitos Cigana, Vila Bom Jesus, Porto Grande, Tauari e Indiferenciados e o complexo granulítico Tartarugal Grande, este último o foco deste

trabalho). Essas unidades do embasamento Pré-Cambriano são parcialmente cobertas por uma cobertura sedimentar indiferenciada fanerozoica (Figura 5.3).

O Complexo Guianense é composto predominantemente por ortognaisses dioríticos a monzograníticos, migmatizados e metamorfizados em fácies anfibolito, contendo enclaves anfibolíticos concordantes a foliação (Rosa-Costa *et al.* 2014). Os precursores magmáticos têm idades neoarqueanas, em torno de 2,69-2,65 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem & Lafon 2019).

O Metagranitoide Pedra do Meio tem forma elíptica, com eixo maior segundo NW-SE. São registradas variações litológicas desde biotita-granitos, biotita-granodioritos, e biotita-tonalitos subordinados, localmente migmatizados, metamorfizados em fácies anfibolito, com ocorrência de charnockitos na porção central do corpo. Este corpo forneceu uma idade de cristalização U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 2,59 Ga e tem origem relacionada ao retrabalhamento da crosta continental arqueana (Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Grupo Vila Nova caracteriza um conjunto de rochas constituído por anfibolitos e actinolita xistos sobrepostos por formações metassedimentares que ocorrem como uma faixa alongada NW-SE, rochas metaultramáficas também ocorrem (Lima *et al.* 1974). Na área, o Grupo Vila Nova é representado por sua parte sedimentar, a Formação Santa Maria. A idade mínima foi obtida através da relação de contato com o Diorito Santo Antônio. O plúton é intrusivo no grupo e forneceu a idade de 2262 Ma (Pb-Pb em zircão), assim, acredita-se que a idade do Grupo Vila Nova é mais antiga que 2,26 Ga (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Grupo Tartarugalzinho consiste em uma unidade metamáfica-metaultramáfica e uma unidade metassedimentar. A primeira é composta por xistos e anfibolitos metamorfizados sob condições de fácies xisto-verde a anfibolito. A segunda é composta pelo quartzito Fé em Deus e o micaxisto Tartarugalzinho. Rosa-Costa *et al.* (2014) considerou esta sequência de *greenstones* como mais jovem que a do Grupo Vila Nova baseada na associação com granitoides que datam de aproximadamente 2,19-2,18 Ga.

O Tonalito Papa Vento consiste em gnaisses cálcio-alcálinos, tonalitos e dioritos, granodioritos e monzogranitos subordinados. Duas amostras de gnaisses tonalíticos datadas por Rosa-Costa *et al.* (2014) forneceram idades de cristalização semelhantes de $2136 \pm 7,5$ e 2130 ± 20 Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e Pb-Pb em zircão por TIMS, respectivamente). O magma precursor tem envolvimento de crosta continental arqueana (Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Complexo Araguari representa uma suíte plutônica cálcio-alcálica que abrange ortogneisses e tonalitos foliados, granodioritos e monzogranitos, com enclaves de anfibolitos e gabros deformados e paragneisses aluminosos subordinados. As rochas estão metamorfizadas sob fácies anfibolito e migmatizadas localmente. Datações em zircão por U-Pb em LA-ICP-MS e evaporação de Pb por TIMS permite admitir idades em torno de 2,12-2,10 Ga. Idades modelo Nd- T_{DM} variando de 2,5 a 3,5 Ga e Hf- T_{DM}^C de 2,7 a 3,3 Ga e valores ϵ_{Hf} (2,09-2,11 Ga) entre -9,4 e -0,5 sugerem intenso retrabalhamento crustal e/ou mistura de fontes (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2020).

O Granito Cigana é um corpo que representa uma fase posterior e mais potássica que a anterior e mais sódica (Tonalito Papa Vento) e que não possui dados isotópicos e de idade. No entanto, suas características petrográficas e de campo sugerem que represente o mesmo episódio magmático do Granito Vila Bom Jesus (Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Granito Vila Bom Jesus é composto por plútons de monzogranitos porfiríticos (Rosa-Costa *et al.* 2014). Dados geocronológicos anteriores de evaporação de Pb em zircão apontavam idades riacianas tardias de 2087-2081 Ma (Silva *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014). Vianna *et al.* (2020) obtiveram idades de cristalização de 2085 ± 16 Ma e 2082 ± 8 Ma para duas amostras da unidade, confirmando a existência de um episódio magmático tardio na faixa de 2,09-2,08 Ga.

O Granito Porto Grande representa um corpo plutônico constituído por sienogranitos e monzogranitos porfiríticos mais subordinadamente, concordante a orientação regional NW-SE. Batista (2021) obteve idades U-Pb em zircão de 2076 ± 20 Ma e 2078 ± 17 Ma (média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) com heranças em ($\sim 2,20$ e $\sim 2,50$ Ga). Esta idade riaciana é correlata com a idade de outros granitoides tardi-tectônicos da região, principalmente os da Suíte Vila Bom Jesus (Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020).

O Granito Tauari é caracterizado como um sienogranito. Uma idade média de 2040 ± 2 Ma foi calculada com dois zircões que apresentaram idades semelhantes dentro do limite de erros (Rosa-Costa *et al.* 2014). Este corpo de forma arredondada trunca a estruturação regional NW-SE e é intrusivo nos complexos Tartarugal Grande e Araguari.

Vários plútons monzograníticos e sienograníticos supostamente riacianos ainda não podem ser associados a nenhuma unidade formal e são agrupados como granitoides indiferenciados.

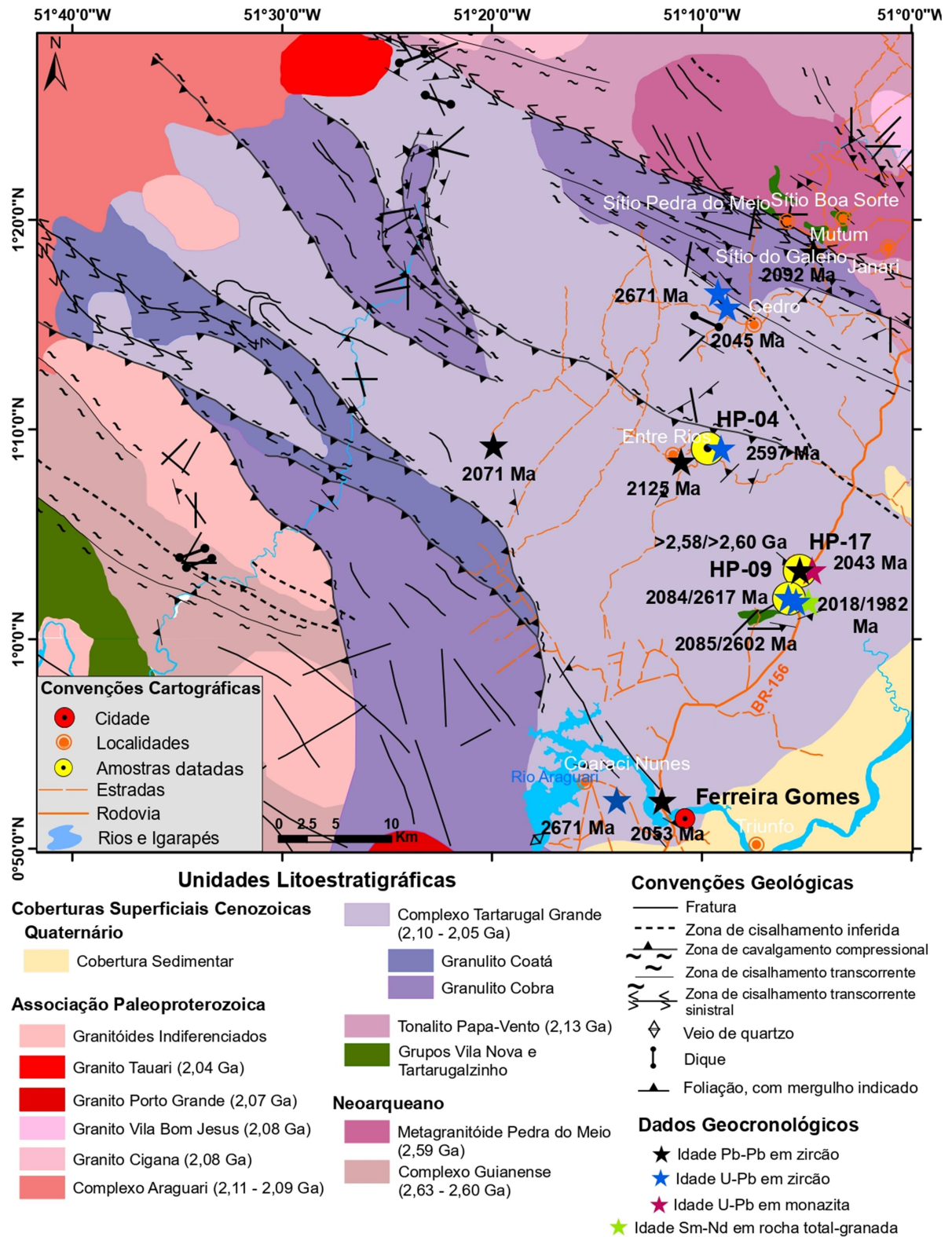


Figura 5.3 - Mapa geológico da região de ocorrência do complexo granulítico Tartarugal Grande e unidades que fazem contato na área de estudo, com a localização e idades de amostras previamente datadas e localização das amostras utilizadas neste estudo. Recorte do mapa geológico das folhas Rio Araguari (1:250.000; Rosa-Costa *et al.* 2014) e Macapá (1:250.000; Barbosa & Chaves 2015).

5.3 COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE

Na região entre os municípios de Ferreira Gomes e Tartarugalzinho ocorre o complexo granulítico de Tartarugal Grande. João *et al.* (1979) designou Suíte Metamórfica Tartarugal Grande a associação de rochas de alto grau que ocorrem nas bacias dos rios Tartarugal Grande e Falsino. O mapeamento geológico em escala regional das folhas Rio Araguari e Macapá resultou em um mapa detalhado do complexo granulítico Tartarugal Grande. Dessa forma, Rosa-Costa *et al.* (2014) propôs a substituição da denominação Suíte Metamórfica Tartarugal Grande para Complexo Tartarugal Grande devido a origens e idades distintas das rochas que compunham a unidade. Aqui ele é referido como complexo granulítico Tartarugal Grande (CGTG).

Este cinturão de alto grau com orientação NW-SE tem cerca de 60 km de largura e mais de 90 km de comprimento. Nesta unidade distinguem-se granulitos félsicos, e gnaisses aluminosos, por vezes migmatíticos, e granulitos máficos subordinados. Os protólitos são arqueanos e paleoproterozoicos. Charnockitos e enderbitos paleoproterozoicos também ocorrem. A norte esta unidade é limitada tectonicamente pelo metagranito neoarqueano Pedra do Meio e pelo Tonalito Papa Vento, a oeste pelos complexos Araguari e Guianense e a sul por granitoides paleoproterozoicos e sequências metavulcanossedimentares. A leste o complexo desaparece sob crosta laterítica e depósitos sedimentares costeiros. Os plútons orogênicos tardios Porto Grande e Tauari também estão em contato intrusivo com o complexo granulítico (Figura 5.3). Os granulitos e gnaisses apresentam-se em corpos alongados fortemente marcados por grandes lineamentos tectônicos compressivos e transcorrentes na direção NW-SE. Os granitoides estão deformados, mas preservam localmente suas características ígneas. Quanto às relações de contato, os granulitos e leucognaisses são concordantes com contato abrupto. Dois corpos granulíticos foram individualizados e nomeados como granulitos Coatá e Cobra. Já os granulitos máficos ocorrem como lentes métricas nos granulitos e leucognaisses e foram gerados a partir do metamorfismo de diques toleíticos (Rosa-Costa *et al.* 2014, Barbosa & Chaves 2015).

O CGTG compõe uma associação de alto grau metamórfico (fácies granulito), com retrometamorfismo local (fácies anfíbolito) gerados a partir de processos de metamorfismo regional de altas temperaturas e pressões moderadas. As paragêneses metamórficas da associação granulitos félsicos e máficos e leucognaisses permitiram inferir temperaturas em 800 ± 20 °C e pressões médias estimadas entre 6 e 7 Kbar (Gorayeb *et al.* 2021). Isto está de acordo com as condições de fácies granulito atingindo anatexia em ambiente anidro identificadas na área. Após o pico metamórfico, a exumação tectônica sob temperaturas pouco

abaixo de 700°C produziu transformações metamórficas como formação de minerais hidratados (hornblenda, biotita, sericita e pinita) e intercrescimentos em condições subsólidas (mimerquita, mesopertita e antipertita). O arcabouço estrutural exhibe domínios de alta deformação, alternados com domínios de deformação incipiente, preservando características primárias dos protólitos. Duas fases deformacionais principais foram identificadas, a primeira está relacionada à tectônica de compressão, que gerou zonas de empurrão com foliações de baixo ângulo. O segundo estágio evoluiu para uma deformação direcional não-coaxial, onde zonas de cisalhamento transcorrente sinistrais paralelas às primeiras se estenderam por todo o cinturão. Ao longo dessas zonas, uma foliação milonítica transpõe a foliação primária metamórfica de rochas de diferentes graus metamórficos. Estruturas deformacionais tardias de orientação NE-SW cortam a estrutura principal NW-SE. A tectônica colisional ocorrida no Riachão foi a responsável pelos eventos metamórficos deformacionais, e pela exumação de segmentos metamórficos de alto grau infracrustais para níveis mais superficiais da crosta (Rosa-Costa *et al.* 2012, 2014, Gorayeb *et al.* 2021).

Os dados petrográficos e geoquímicos de Gorayeb *et al.* (2021) definem subgrupos para os granulitos félsicos e máficos e leucognaisses de acordo com sua composição e fases minerais. Os granulitos félsicos são derivados de protólitos ígneos, com composição granítica, granodiorítica e tonalítica. Os dados geoquímicos indicam comportamento homogêneo com características da série cálcio-alcálica do arco magmático. Os leucognaisses tem caráter peraluminoso (ricos em sílica ~74% e alumínio), indicado pela abundância de microclina e granada, presença de cordierita, e corindon normativo. Isto sugere que estas rochas sejam paragneisses derivados de rochas metassedimentares pelíticas, ou de granitos do tipo S, derivados da fusão de rochas metassedimentares. Os granulitos máficos originados de diques de diabásio toleítico intrudidos nos protólitos dos granulitos félsicos e leucognaisses mostram variações geoquímicas que sugerem derivação de uma única fonte mantélica empobrecida (astenosférica), com alguns indicando uma fonte mais enriquecida (litosférica), possivelmente afetada por episódios de subducção anteriores.

Quanto aos dados geocronológicos, diferentes estudos já foram realizados nesta unidade e são reunidos na Tabela 5.1, adaptada de Gorayeb *et al.* (2021). Lafon *et al.* (2000) obtiveram idades U–Pb (SHRIMP em zircão) neoarqueanas de 2623 ± 13 Ma e 2602 ± 12 Ma para um granulito félsico com granada e um granulito charnockítico migmatítico, respectivamente, e de 2085 ± 24 Ma para o neossoma leucocrático. Avelar (2002) realizou datações Pb–Pb em cristais de zircão de um granulito charnockítico que forneceu idade mínima de cristalização do protólito em torno de 2,6 Ga. Para outro granulito charnockítico

ele obteve a idade de 2053 ± 1 Ma. Rosa-Costa *et al.* (2014) dataram vários granulitos utilizando o método Pb–Pb em zircão e obtiveram idades riacianas de 2100 ± 4 Ma, 2092 ± 7 Ma e 2078 ± 4 Ma, e com o método U–Pb, obtiveram idades neoarqueanas de 2671 ± 15 e 2597 ± 55 Ma. Enjolvy (2008) datou um granulito félsico pelo método U–Pb em zircão e monazita por LA-ICP-MS e ^{40}Ar – ^{39}Ar em biotita. Os dados em zircão forneceram idades entre 2,67 e 2,48 Ga e foram interpretadas como cristais herdados arqueanos. As monazitas forneceram uma idade de 2043 ± 8 Ma, interpretada como do metamorfismo, similar à idade U–Pb de 2045 ± 14 Ma obtida por Gorayeb *et al.* (2021) em zircões metamórficos. As idades ^{40}Ar – ^{39}Ar em biotita de 1966 ± 13 Ma estão de acordo com as idades isocrônicas rocha total-granada entre 2,04 e 1,98 Ga apresentadas por Oliveira *et al.* (2008) e são interpretadas como resfriamento metamórfico.

As idades arqueanas são interpretadas como heranças e também como idades mínimas de cristalização de protólitos das rochas, enquanto que as idades riacianas entre 2,1~2,08 Ga são reconhecidas como idades de cristalização dos protólitos dos granulitos. As idades riacianas entre 2,06-2,04 Ga para os granulitos félsicos e charnoenderbíticos são interpretadas como sendo do evento metamórfico de alto grau (Enjolvy 2008, Gorayeb *et al.* 2021). Análises Sm–Nd em rocha-total apontaram idades T_{DM} arqueanas, entre 3,29 e 2,55 Ga, e ϵ_{Nd} negativos indicando que a origem das rochas deste complexo envolve herança de crosta continental arqueana (Avelar 2002, Faraco *et al.* 2004, Oliveira *et al.* 2008, Rosa-Costa *et al.* 2014). No geral, o conjunto de idades sugere que o complexo granulítico Tartarugal Grande tem predominância de protólitos arqueanos junto com protólitos riacianos produtos de retrabalhamento crustal de rochas arqueanas. E os dados de Sm–Nd mostram que todas as rochas têm fonte crustal arqueana.

Tabela 5.1 - Dados geocronológicos para rochas do complexo granulítico Tartarugal Grande (Gorayeb *et al.* 2021).

Tipo de Rocha	Idade	Método	Interpretação	Ref.
Grt-bt gnaiss (CA13a)	> 2,58 Ga	Pb-Pb zircão (TIMS)	Herança	1
Granulito Charnockítico (CA13b)	> 2,60 Ga	Pb-Pb zircão (TIMS)	Idade mínima (protólito)	1
Granulito Charnockítico	2597 ± 55 Ma (2,77Ga)	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Cristalização do protólito	2
Granulito Charnockítico	2671 ± 15 Ma	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Cristalização do protólito	2
Granulito félsico	2623 ± 13 Ma	U-Pb zircão (SHRIMP)	Cristalização do protólito	3
Granulito félsico (BA13)	2,67-2,48 Ga	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Herança arqueana	4
Granulito Charnoenderbítico	2078 ± 4 Ma	Pb-Pb zircão (TIMS)	Cristalização do protólito	2
Granulito enderbítico	2100 ± 4 Ma	Pb-Pb zircão (TIMS)	Cristalização do protólito	2
Granulito enderbítico	2092 ± 7 Ma	Pb-Pb zircão (TIMS)	Cristalização do protólito	2
Granulito enderbítico (HP-09A)	2084 ± 8 Ma	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Cristalização do protólito	6
Granulito charnockítico	2053 ± 1 Ma	Pb-Pb zircão (TIMS)	Cristalização sin-metamórfica	1
Granulito félsico (BA13)	2043 ± 8 Ma	U-Pb monazita (LA-ICP-MS)	Idade do metamorfismo	4
Granulito Charnoenderbítico (HP-02)	2045 ± 14 Ma	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Idade do metamorfismo	6
Granulito félsico	2037 ± 8 a 2017 ± 12 Ma	Sm-Nd rocha total-granada (TIMS)	Idade do resfriamento metamórfico	5
Grt-bt gnaiss	2018 ± 2 a 1982 ± 3 Ma	Sm-Nd rocha total-granada (TIMS)	Idade do resfriamento metamórfico	5
Granulito félsico	1966 ± 13 Ma	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar biotita	Idade do resfriamento metamórfico	4

1-Avelar (2002); 2- Rosa-Costa *et al.* (2014); 3- Milhomem Neto & Lafon (2019); 4- Enjolvy (2008); 5- Oliveira *et al.* (2008); 6- Gorayeb *et al.* (2021). As siglas ao lado do tipo de rocha referem-se a amostras anteriormente datadas.

5.4 TIPOS DE ROCHA E DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS

Para o estudo foram utilizadas amostras de um afloramento localizado na BR-156 (**HP-17**), bem como em vicinais a oeste, em uma pedreira (**HP-09C**), e mais ao norte em leitos e margens de rios (**HP-04**). A localização das amostras é visualizada no mapa da Figura 14.

As amostras **HP-04** e **HP-17** são provenientes de dois gnaisses aluminosos ricos em granada que ocorrem associados aos granulitos félsicos. Estes gnaisses por vezes apresentam

feições migmatíticas. Os neossomas quartzo-feldspáticos derivados destes leucognaisses, também contém granada e monazita. A amostra **HP-09C** é proveniente de um desses neossomas com granada e monazita.

O afloramento da amostra **HP-17** é o mesmo do qual provém as amostras **BA13** (A e B - granulitos félsicos) datadas por Enjolvy (2008) pelo método U-Pb por LA-ICP-MS em zircão e monazita. Essas amostras também foram objetos de estudo geocronológico de Avelar (2002) identificadas como **CA13**. Já a amostra **HP-09C** está localizada na mesma pedreira que a amostra **HP-09A** (granulito enderbítico) datada por Gorayeb *et al.* (2021).

5.4.1 Granada-biotita leucognaisse - HP-04

Esta rocha consiste de um granada-biotita leucognaisse de composição monzogranítica que ocorre em lajedos localizados às margens do Rio Ariramba (01°09'06,7"N/51°09'44,5"W) nas proximidades de Ferreira Gomes. Macroscopicamente a rocha é leucocrática, de cor cinza com tonalidades rosadas, granulação média e bandamento composicional discreto, composta mineralogicamente por k-feldspato (32%), quartzo (30%), biotita (18%), granada (9%), plagioclásio (6%) e zircão, minerais opacos, apatita e monazita como acessórios perfazem cerca de 5% (Figura 5.4A).

Microscopicamente a rocha é inequigranular de granulação média. Observa-se a alternância de porções ricas em quartzo e microclina em agregados granoblásticos poligonais de tamanho médio (até 2,5 mm), e leitos com concentração de biotitas e minerais opacos orientados definindo a foliação. Plagioclásio ocorre de maneira subordinada e em menor quantidade. Há também a presença de grande quantidade de porfiroblastos de granada.

O k-feldspato é do tipo microclina e ocorre em diferentes tamanhos tanto como fenocristais (até 5mm) como na matriz da rocha (<1mm). É mesopertítica, subdioblástica a xenoblástica, com textura granoblástica em agregados com quartzo e plagioclásio. Apresenta maclamento difuso e contatos embainhados e irregulares entre si e com os demais minerais.

O quartzo ocorre em cristais de tamanho médio (mm) comumente alongados, ou na forma de subgrãos (<1mm). É xenoblástico com textura granoblástica e localmente poiquilitica (com inclusões de biotita). Apresenta forte extinção ondulante e tem contatos embainhados e irregulares entre si (Figura 5.4B) e com os demais minerais, alguns cristais também mostram deformação lamelar.

A biotita ocorre em tamanho fino a médio (até 2mm). É subdioblástica a idioblástica, comumente em agregados, ocorre orientada definindo a foliação. Tem forte pleocroísmo, variando de creme amarelado pálido (X) a marrom avermelhado (Y,Z). Possui contatos retos

entre si e demais minerais. Poucos contatos embainhados são observados. Biotita também ocorre como alteração da granada e da própria biotita e alguns cristais apresentam bordas de alteração.

A granada ocorre na forma de porfiroblastos (até 5mm). É xenoblástica e apresenta contatos embainhados com os demais minerais. Visualizam-se inclusões alongadas de quartzo, além de bordas de pressão formada de biotita e minerais opacos (5.4C).

O plagioclásio ocorre de maneira subordinada em tamanho fino ($< 1\text{mm}$). Apresenta maclamento polissintético deformado e alteração para sericita e argilominerais. São observados intercrescimento mimerquítico em cristais em contato com k-feldspatos e intercrescimento gráfico com quartzo.

As monazitas (em torno de 2%) ocorrem em tamanhos variáveis até 0,2 mm. São xenoblásticas, frequentemente arredondadas, com leve pleocroísmo de incolor a um pálido amarelo, sendo notado apenas nos cristais maiores. Geralmente estão associadas e/ou inclusas nas biotitas, e desenvolvem um halo pleocróico nas mesmas (Figura 5.4D). Localmente ocorrem nas porções leucocráticas da rocha e/ou associadas à apatita. Algumas monazitas apresentam diminutas inclusões de minerais incolores.

Minerais opacos, apatita e zircão compõe cerca de 3% da rocha como minerais acessórios. A apatita por vezes ocorre como inclusões na granada e nos feldspatos. O zircão ocorre como finos cristais idioblásticos a subdioblásticos.

5.4.2 Granada-biotita leucognaisse - HP-17

Esta rocha também consiste de um granada-biotita leucognaisse de composição sienogranítica, este ocorre em afloramentos localizados às margens da BR-156 ($01^{\circ}03'15,3''\text{N}/51^{\circ}05'19,6''\text{W}$) também nas proximidades de Ferreira Gomes. Macroscopicamente a rocha é leucocrática de cor cinza com tonalidade rosada, granulação média e com estruturação isotrópica, mas é registrada uma foliação descontínua, representada principalmente pela orientação preferencial da biotita (Figura 5.5A). É composta mineralogicamente por quartzo (33%), k-feldspato (29%), biotita (16%), plagioclásio (10%), granada (7%), e apatita, zircão, monazita e minerais opacos como mineralogia acessória (~5%).

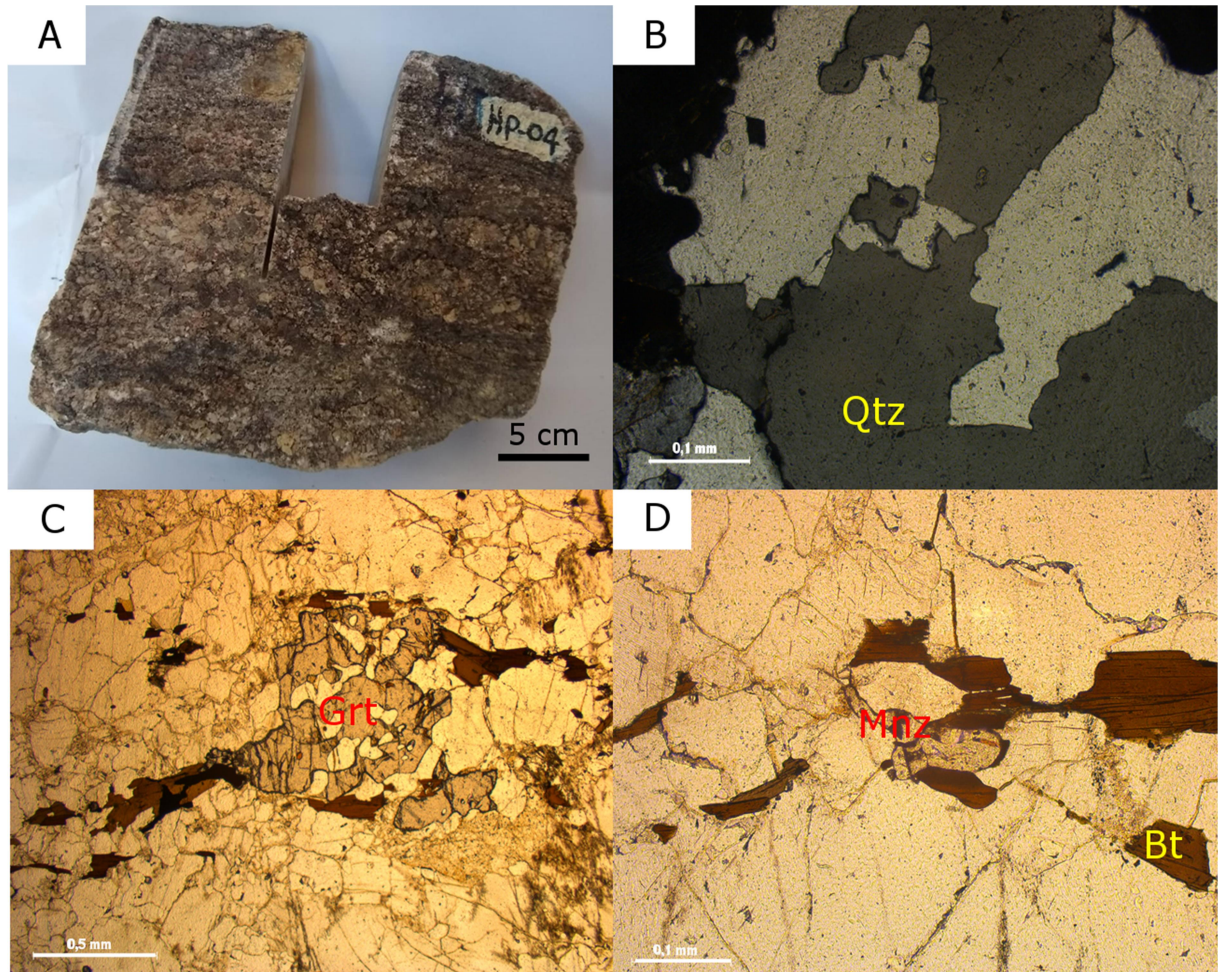


Figura 5.4 - Amostra HP-04. (A) Amostra de mão com bandamento discreto. (B) Contatos lobados gerados por recrystalização por migração de limite de grão em alta temperatura com subgrão. (C) Porfiroblasto de granada levemente assimétrico com sombra de pressão com biotita e minerais opacos. (D) Cristais de monazita anédricos gerando halo pleocróico em biotita.

Microscopicamente a rocha é inequigranular de granulação fina a média, com textura granoblástica poligonal nas porções constituídas predominantemente por quartzo, microclina e plagioclásio, alternadas com finas porções de biotita e minerais opacos orientados definindo a foliação, também há porfiroblastos de granada.

O quartzo ocorre de duas formas distintas: em cristais alongados de tamanho 5 mm, e na forma de subgrãos (<1mm). É xenoblástico, com textura granoblástica em agregados com os feldspatos, também ocorre a textura poiquilitica. Os cristais comumente apresentam forte extinção ondulante e migração de limites de grãos com contatos lobados/embainhados entre si e os demais minerais. Os quartzos na forma de subgrãos são visualizados nas bordas dos grãos maiores. Intercrescimento gráfico com os feldspatos é observado e quartzos vermiformes inclusos em plagioclásios em contato com k-feldspatos.

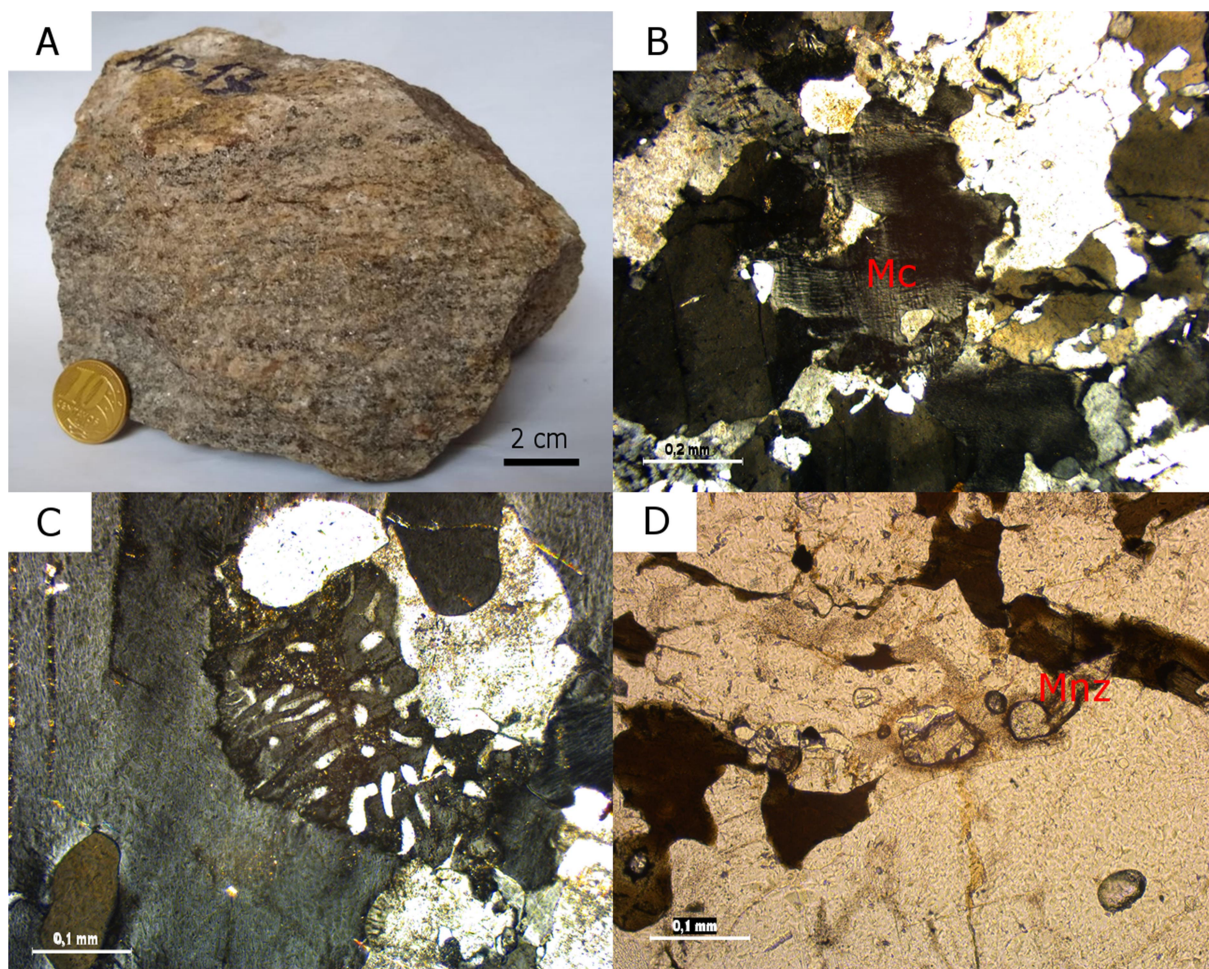


Figura 5.5 - Amostra HP-17. (A) Amostra de mão com bandamento descontínuo. (B) Microclina com geminação ‘tartan’. (C) Mimerquita em plagioclásio em contato com k-feldspato. (D) Cristais de monazita anédricos e arredondados.

O k-feldspato é do tipo microclina e ocorre em agregados granoblásticos de granulação média (até 2 mm). É mesopertítica, com textura subdioblástica a xenoblástica, e alguns cristais exibem geminação ‘tartan’ (Figura 5.5B). Apresenta contatos embainhados entre si e com os demais minerais, e textura poiquilítica localmente.

A biotita ocorre em cristais de tamanho até 5 mm. É subdioblástica a idioblástica, lamelar, e juntamente com minerais opacos encontra-se orientada definindo a foliação da rocha. Apresenta forte pleocroísmo entreamarelo pálido (X) e marrom avermelhado (Y,Z). Possui contatos retos entre si e os demais minerais, porém também apresenta alguns contatos irregulares e por vezes são vistas bordas de alteração. Prehnita ocorre como mineral secundário substituindo parcialmente a biotita, que também se encontra fortemente cloritizada.

O plagioclásio é um constituinte menor e ocorre em diminutos cristais (até 0,5 mm). Possuem maclamento polissintético, e encontra-se alterado para argilominerais e sericita. A

textura mimerquítica ocorre localmente quando o plagioclásio está em contato com k-feldspato (Figura 5.5C).

A granada ocorre como porfiroblastos de tamanho até 2 mm. Os cristais são xenoblásticos, com contatos embainhados com os demais minerais. Apresenta inclusões de quartzo, biotita e apatita.

Zircão, apatita, minerais opacos e monazita juntos compõe os cerca de 5% restantes da rocha. O zircão ocorre como finos cristais idioblásticos a subdioblásticos. Apatita ocorre subdioblástica comumente como inclusões nos demais minerais. As monazitas ocorrem principalmente associadas às apatitas e biotitas e raras vezes às granadas, em menor quantidade nas porções leucocráticas (Figura 5.5D). Uma espécie de maclamento foi observado em cristais alongados. Bordas de cristalização são visualizadas em cristais inclusos principalmente nas porções leucocráticas.

5.4.3 Neossoma - HP-09C

A amostra HP-09C é proveniente de um neossoma originado da migmatização dos leucognaisses associados aos granulitos na Pedreira Buriti (01°01'56,3"N/51°05'51,1"W) – Figura 5.6A. Estes leucossomas quartzo-feldspáticos ocorrem na forma de leitos concordantes ao bandamento gnáissico ou na forma de veios e bolsões, como resultado da fusão parcial do protólito (Figura 5.6B). Macroscopicamente a rocha é leucocrática de cor rosa avermelhada, granulação média e aspecto isotrópico. Microscopicamente a rocha é equigranular de granulação média composta predominantemente por k-feldspato (38%), quartzo (24%), biotita (16%), granada (10%), plagioclásio (7%) e zircão, monazita e minerais opacos como minerais acessórios (~5%).

O K-feldspato é do tipo microclina e ocorre em tamanhos de até 7 mm, em agregados granoblásticos junto com o quartzo e plagioclásio. É xenoblástico, mesopertítico e encontra-se interlobado com os demais minerais.

O quartzo ocorre em tamanhos de 2 mm com textura granoblástica poligonal. É xenoblástico, com contatos interlobados entre si e os demais minerais, e apresenta forte extinção ondulante. Textura poiquiloblástica é vista localmente com quartzo abrangendo zircão e biotita.

A biotita ocorre em tamanho médio (até 1 mm), lamelar e com orientação incipiente de seus cristais. É idioblástica a subdioblástica, possui forte pleocroísmo, variando de amarelo pálido (X) a marrom avermelhado (Y, Z), por vezes encontra-se alterada. Apresenta contato reto com os cristais de quartzo e plagioclásio.

A granada ocorre na forma de porfiroblastos em tamanhos de até 4 mm. É xenoblástica e apresenta fraturas preenchidas por biotita e inclusões de quartzo e monazita. Os contatos com os demais minerais são interlobados e irregulares.

O plagioclásio ocorre em cristais de até 0,5 mm. É subdioblástico com maclamento tipo albita-periclina, nem sempre evidente, pois alguns cristais estão alterados para sericita. Intercrescimento mimerquítico nas bordas de plagioclásio em contato com k-feldspato é observado.

Zircão, minerais opacos e monazita compõe a mineralogia acessória da rocha. O zircão geralmente ocorre na forma de inclusões como finos cristais subdioblásticos. Os minerais opacos ocorrem como cristais subdioblásticos e xenoblásticos. As monazitas ocorrem em porções leucocráticas (Figura 5.6C) e principalmente na forma de inclusões nas bordas de granadas (Figura 5.6D).

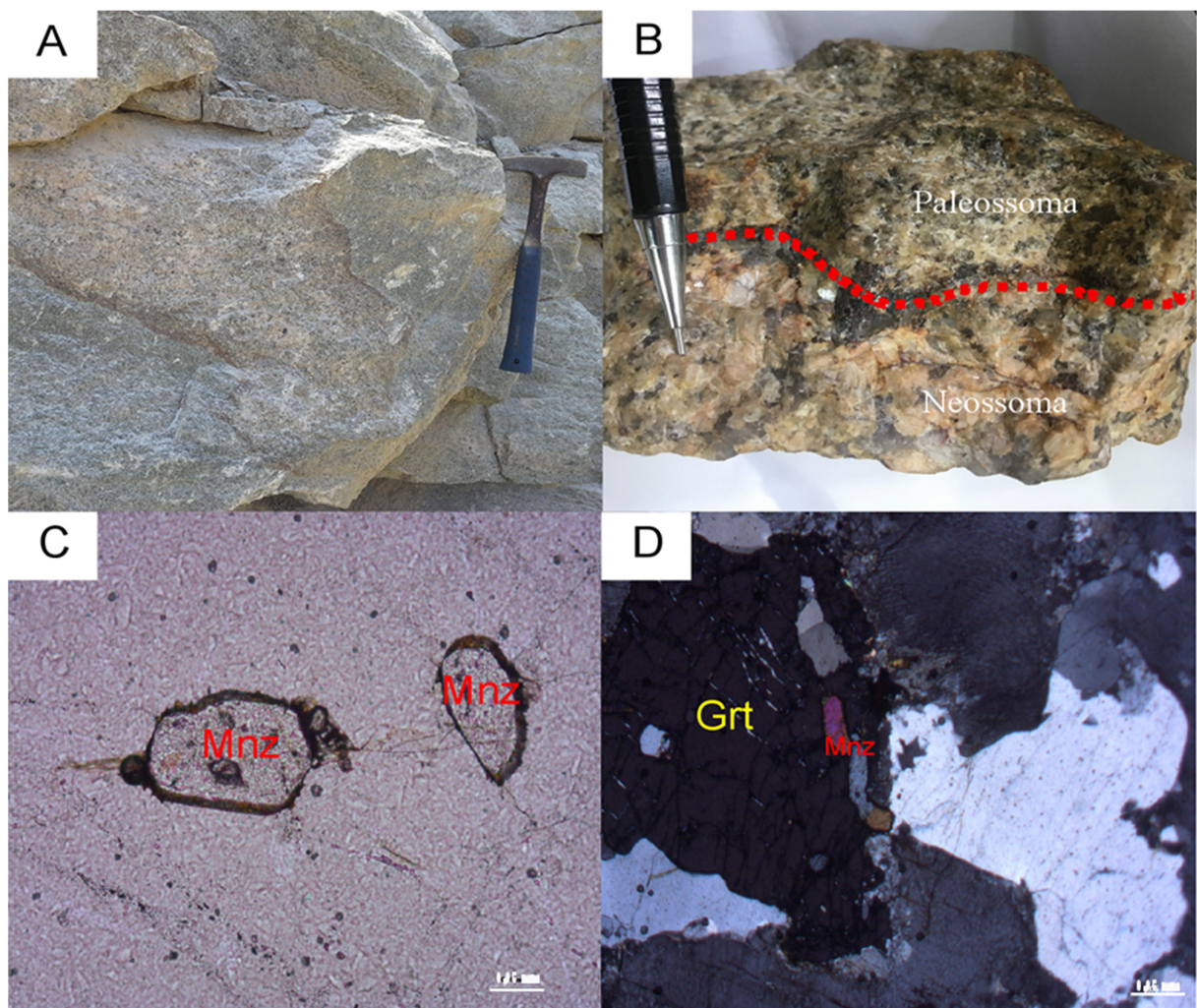


Figura 5.6 - Amostra HP-09C. A) Afloramento da Pedreira; B) Amostra HP-09C; C) Monazitas incluídas na parte leucocrática da rocha; e D) Monazitas como inclusões em granada.

5.5 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM MONAZITA POR LA-ICP-MS

São apresentados os dados das duas amostras de granada-biotita leucognaisses (**HP-04** e **HP-17**) e da amostra do neossoma portador de granada derivado de um leucognaisse migmatítico (**HP-09C**).

5.5.1 Preparação de amostras

Para a análise das amostras onde foi necessária a concentração dos minerais por métodos gravimétricos/magnéticos, uma preparação foi desenvolvida no laboratório a exemplo da separação do zircão.

A preparação de amostras de rocha para separação da monazita envolveu etapas de britagem/fragmentação e pulverização nos britadores de mandíbulas e *shatter-box* realizadas na OPA. Em seguida, no Laboratório de Separação Mineral, as amostras passaram pela separação granulométrica em peneiras de *nylon* com aberturas de 250, 175 e 125 μm , o processo foi feito a úmido a fim de facilitar a passagem dos finos através das peneiras.

Após o peneiramento foram obtidas quatro frações granulométricas: uma fração $>250 \mu\text{m}$, a qual pode ser pulverizada novamente e reprocessada caso haja necessidade; duas frações 250-175 e 175-125 μm , as quais seguem para as próximas etapas da preparação; uma fração fina $<125 \mu\text{m}$, a qual pode ser utilizada caso não se encontre o mineral de interesse nas frações maiores. As duas frações de interesse passaram então pelo bateamento com duas bateias de aço cônicas de 53 e 30 cm de diâmetro. A densidade relativa da monazita é 5-5,5 g/cm^3 (e aumenta conforme o teor de Th), sendo maior que a densidade relativa do zircão que varia de 3,9 a 4,86 g/cm^3 , o que os caracteriza como minerais pesados. Isso permite que ambos fiquem concentrados no ‘fundo’ da bateia com outros minerais pesados como ilmenita e rutilo. O concentrado de minerais pesados obtido nessa primeira etapa passou em seguida pelo microbateamento com água, em bateias de porcelana de 7 cm de diâmetro, inseridas em um pirex de vidro de 15 cm de diâmetro. Nesta fase, o resíduo deve ser microbateado mais vezes para recuperar cristais que possam ter escapado no processo.

O concentrado de minerais pesados obtido no final das etapas anteriores passou pelo processo de secagem na estufa a 100°C. Feito isso, foram separados os cristais mais magnéticos com ímã de mão, e os minerais máficos com ímã de neodímio. Após isso, foi feita uma nova separação magnética com o separador *Isodynamic Frantz* com inclinações longitudinal e transversal de 20° e 10°, respectivamente. A monazita é um mineral paramagnético com susceptibilidade magnética entre 0,4 e 1A, com principal faixa de atração em 0,6-0,8A. Dessa forma, o processamento no *Frantz* foi feito inicialmente com uma

amperagem de 0,3A para a retirada da grande quantidade de granada das amostras. A fração não magnética foi então processada com uma amperagem de 0,8A para a recuperação da monazita na fração atraída pelo campo magnético. Após essas etapas, uma seleção final dos melhores cristais foi realizada com lupa binocular. Quando possível, opta-se pelos cristais com menos inclusões, ausência de fraturas, transparentes a translúcidos e tentando separar subpopulações, caso existirem, de acordo com as formas dos cristais (geralmente regulares no caso das monazitas magmáticas e anédricas e arredondadas no caso das monazitas metamórficas). Portanto, uma atenciosa seleção mineral baseada na morfologia e na qualidade dos cristais é muito importante para a interpretação dos dados geocronológicos U-Pb da monazita.

Os cristais de monazita das três amostras variam de tamanho (125 a 250 μm). Para cada amostra, cerca de 100 cristais foram selecionados e fixados em fita dupla-face colada sobre lâmina delgada (10 colunas x 10 linhas) e encaminhados ao Laboratório de Laminação do IG/UFPA (Figura 5.7A). Lá foram confeccionadas pastilhas quadradas e redondas de dimensões padronizadas (15x15mm, Figura 5.7B) com resina epóxi e polidas de maneira a criar uma superfície plana e expor uma seção transversal dos cristais (Figura 5.7C) que permita o imageamento por MEV e análises isotópicas via LA-ICP-MS. Foram confeccionados quatro *mounts* com cristais na fração granulométrica 175-250 μm : um *mount* com 109 cristais para a amostra HP-04; dois *mounts* com 100 cristais cada para a amostra HP-17, sendo um para análise no Laboratório Pará-Iso e o outro para análise no Laboratório de Montpellier; um *mount* com 100 cristais para a amostra HP-09C.

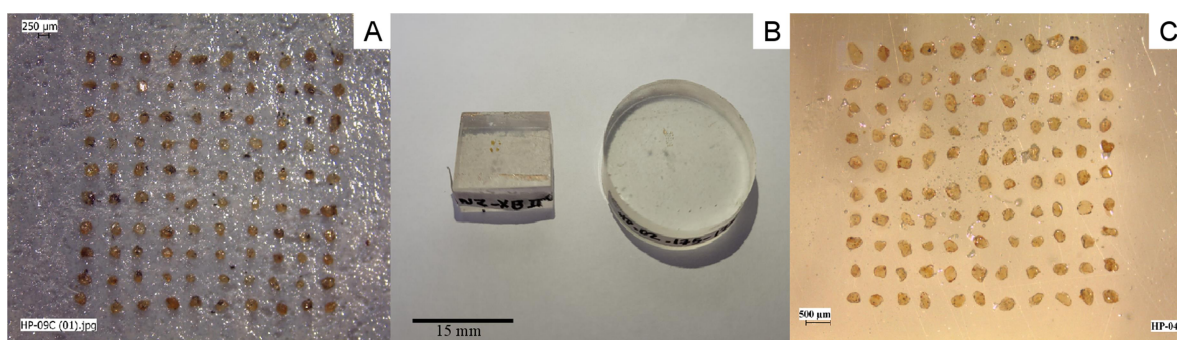


Figura 5.7 - A) Organização dos cristais de monazita sobre fita adesiva em lâmina de vidro; B) pastilhas em resina epóxi confeccionadas em dois diferentes moldes; e C) detalhe dos cristais na seção polida

5.5.2 Análise por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Para descrever as estruturas internas dos cristais (zoneamentos, inclusões, fraturas) e selecionar as melhores porções para as análises isotópicas pontuais foram realizadas imagens ERE por MEV. As análises utilizaram o equipamento e seguiram os procedimentos e

condições analíticas descritas para os materiais de referência no Capítulo 4. Estas análises foram feitas em dois momentos: (i) análises químicas minerais semi-quantitativas por EDS em cristais a fim de verificar a composição e confirmar serem monazitas; e (ii) imagens ERE identificando possíveis domínios e os zoneamentos presentes.

(i) Para a obtenção das análises EDS no Laboratório de Microanálises/UFPA, o equipamento MEV utilizado foi já citado equipado com EDS *IXRF* modelo *Sedona-SD* acoplado. Os cristais foram aderidos em fita de carbono colada em *stub*, a amostra não foi metalizada e foram geradas imagens de elétrons secundários em modo VPG3. No modo de pressão variável ou “baixo vácuo” é possível evitar o carregamento da superfície da amostra, onde não há necessidade de metalizar a amostra. Isso permite a análise química para confirmação, pois não há a possibilidade de contaminação do cristal com materiais externos. O EDS pode detectar elementos principais e secundários com concentrações superiores a 10% em peso (maior) e concentrações entre 1 e 10% em peso (menores). A partir das análises, são gerados espectros com os principais elementos esperados na forma de picos. Procurou-se observar principalmente os picos formados pelos elementos P e O, que fazem parte da composição dos fosfatos (PO_4) e os terras raras leves, especificamente Ce, La e Nd. Estes foram os principais picos de elementos utilizados para confirmar que se tratavam de monazitas. Também foram observados picos que correspondem ao Sm e Th. Por vezes picos de Ca, Y, Si e Fe foram identificados advindos provavelmente de microinclusões.

(ii) Por fim, para obtenção de imagens ERE visando identificar e descrever as estruturas internas dos cristais (zoneamentos, inclusões, fraturas) e selecionar as melhores porções para as análises isotópicas pontuais, os *mounts* das amostras HP-04, HP-09C e HP-17 foram metalizados e analisadas no MEV do LAMIN-BE.

5.5.3 Análise U-Pb por LA-ICP-MS

As amostras foram analisadas no Laboratório Pará-Iso na Universidade Federal do Pará. Os cristais de monazita foram selecionados para as análises isotópicas U-Pb com base nas imagens ERE (Figuras 5.8 - 5.11), a partir de suas estruturas internas e presença ou não de fraturas, porosidade e inclusões minerais já que a monazita não costuma apresentar feições metamícticas. Os procedimentos analíticos realizados foram descritos no Capítulo 4 – Implementação da Metodologia U-Pb em monazita por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso. Os dados isotópicos U-Pb foram plotados em diagramas Concórdia e de média ponderada (Figura 5.12), e são fornecidos no Apêndice A – Tabelas 4, 5, 6 e 7.

No caso da amostra HP-17, análises complementares de cristais de monazita proveniente da mesma população foram realizadas no Laboratório de LA-ICP-MS da Unidade de Pesquisa Géosciences Montpellier da Universidade Montpellier II, França, para efeito de comparação e validação, e integra os dados mostrados a seguir. O equipamento utilizado no Laboratório de Montpellier foi um espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado *VG Plasma Quad II* equipado com um *laser excimer Lambda Physik CompEx 102* (193 nm). O material de referência utilizado para as análises foi a monazita Manangotry (553 Ma; Horstwood *et al.* 2003), e as condições analíticas foram: frequência 2Hz, *spots* de 15 μm e energia de 3,0J/cm². Mais detalhes dos procedimentos analíticos são apresentados em Bruguier *et al.* (2001, 2009).

5.6 RESULTADOS

Para as amostras HP-04 e HP-09C, foram descartadas do cálculo aqueles dados com elevado grau de discordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (>2% de discordância). Pontos inversamente discordantes foram incluídos no cálculo (<2% de discordância inversa). Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ muito discrepantes da média de idades também foram descartadas (cerca de 60 Ma). Dois pontos concordante da amostra HP-04 foram descartados devido aos erros das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ >2%. Dois pontos concordantes da amostra HP-09C foram descartados pelos erros das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ >2,5% (Apêndice A – Tabela Suplementar 7).

Para a amostra HP-17, que forneceu apenas dados discordantes (apenas três pontos com discordância <10%), foi calculada uma idade de intercepto superior. Cristais discordantes que ficaram posicionados acima da Concórdia (>3% de discordância inversa) e com idades muito discrepantes da idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (>50 Ma de diferença em relação a idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) foram descartados do cálculo final, bem como um cristal que apresentou contribuição de Pb comum acima da média (B4b).

A monazita comumente não possui contribuições significativas de Pb comum (f_{206} <1%). As idades médias ponderadas são relatadas como $X \pm Y$, onde Y é o erro padrão de 2 sigma.

5.6.1 Granada-biotita leucognaisse (amostra HP-04)

Os cristais dessa amostra são castanho amarelados, translúcidos, com brilho vítreo a nacarado e anédricos com formas arredondadas. Nas imagens ERE destacam-se cristais com zoneamento visível e alguns incipientes. Os zoneamentos observados são do tipo concêntrico

com bordas embainhadas delgadas e em tons de cinza mais claro e com mais frequência são vistos zoneamentos irregulares, sem estrutura núcleo-borda evidente. Também foram observadas pequenas inclusões de minerais não identificáveis e microfraturas (Figura 5.8). As análises isotópicas foram realizadas com *spots* de 25 µm de diâmetro e dez pontos com *spots* de 10 µm de diâmetro, estes últimos foram todos descartados do cálculo da idade. A média do teor de Th é de 49271 ppm, de U é 1589 ppm, e de Pb é de 4677 ppm. A razão Th/U varia de 17 a 68. As monazitas apresentam baixas contribuições de Pb comum ($f_{206\%}$ variando entre 0,01 a 0,09) – Apêndice A – Tabela suplementar 4.

Foram realizadas 61 análises isotópicas U-Pb em 32 cristais de monazita, destas, 34 análises foram descartadas segundo os critérios supracitados. Os 27 pontos concordantes plotados no diagrama Concórdia mostram uma grande dispersão dos dados ao longo da Concórdia, que não permitem calcular uma idade concordante (Figura 5.12A). As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ individuais variaram de 2096 ± 16 a 2056 ± 16 Ma – Figura 5.12B.

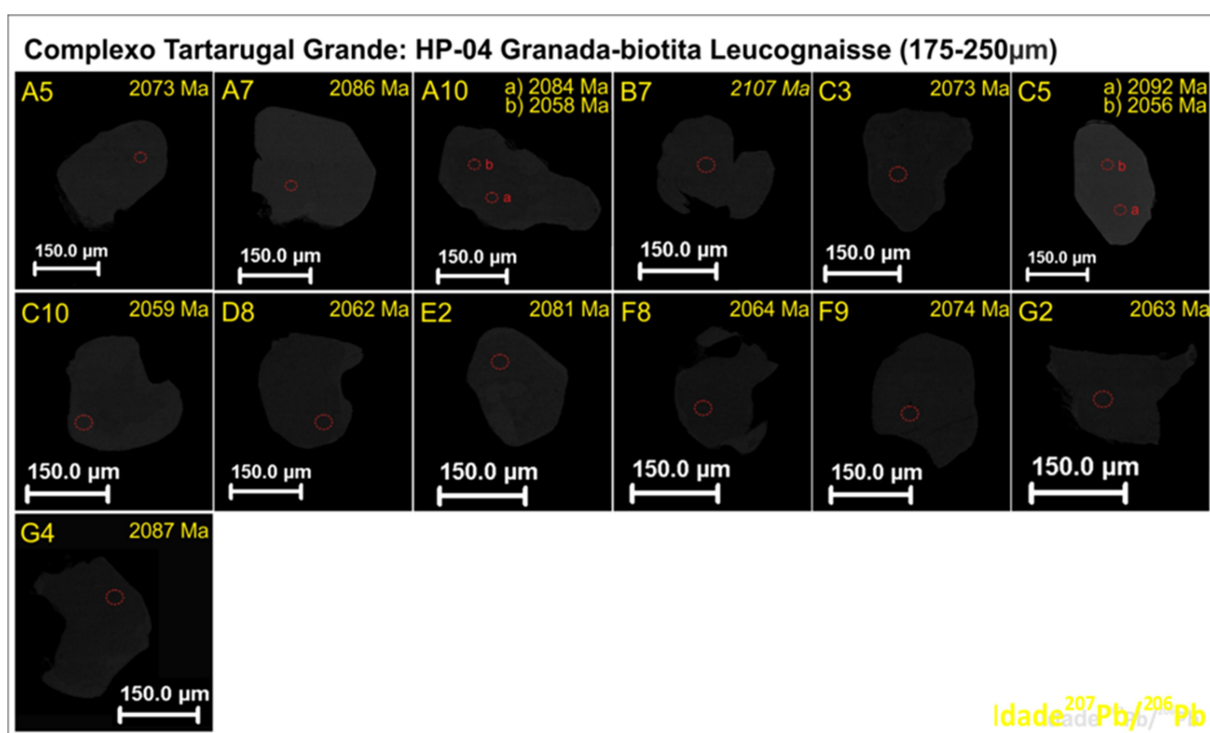


Figura 5.8 - Imagens ERE representativas dos cristais de monazita do granada-biotita leucognaisse (HP-04) para análises U-Pb por LA-ICP-MS. Os círculos vermelhos tracejados representam localizações dos *spots* de 25 µm.

5.6.2 Granada-biotita leucognaisse (amostra HP-17)

Cristais menores são encontrados em maior abundância nessa amostra que na amostra HP-04. Os cristais também são castanho amarelados, translúcidos, com brilho vítreo a nacarado e anédricos com formas arredondadas. Nas imagens ERE, não exibem uma estrutura interna bem definida, e poucos cristais apresentam zoneamento visível. Foram observadas

pequenas inclusões de minerais não identificáveis e microfraturas (Figura 5.9). As análises isotópicas foram realizadas com *spots* de 10 μm de diâmetro, três pontos foram realizados com *spots* de 25 μm de diâmetro e dois deles foram descartados do cálculo da idade. A média do teor de Th é de 4645 ppm, de U é 237 ppm, e de Pb é de 382 ppm. A razão Th/U varia de 3 a 46. As monazitas apresentam baixas contribuições de Pb comum (f206% variando entre 0,04 e 0,43) – Apêndice A – Tabela suplementar 5.

Foram realizadas 61 análises em 37 cristais de monazita. Apesar das monazitas não apresentarem feições metamíticas aparentes, as análises mostraram um padrão atípico, sem cristais concordantes. Dessa forma, se fez necessário determinar uma idade por intercepto superior que foi de $2058 \pm 19 \text{ Ma}$ (2σ , $n = 51$, $\text{MSWD} = 0,64$) - Figura 5.12C.

No Laboratório de LA-ICP-MS de Montpellier foram realizadas 16 análises em 16 cristais (Figura 5.10) e, como para os cristais analisados no Laboratório Pará-Iso, a maioria mostrou-se discordante (Figura 5.12D). Destes, um ponto foi excluído do cálculo final da idade por ter uma idade altamente discrepante da média de idade obtida. Os cristais analisados apresentaram razão Th/U entre 11 e 46, no mesmo intervalo que os cristais analisados no Laboratório Pará-Iso. Foi calculada uma idade de intercepto superior de $2037 \pm 4,0 \text{ Ma}$ (2σ , $n = 15$, $\text{MSWD} = 0,098$) - Figura 5.12D; Apêndice A – Tabela suplementar 6.

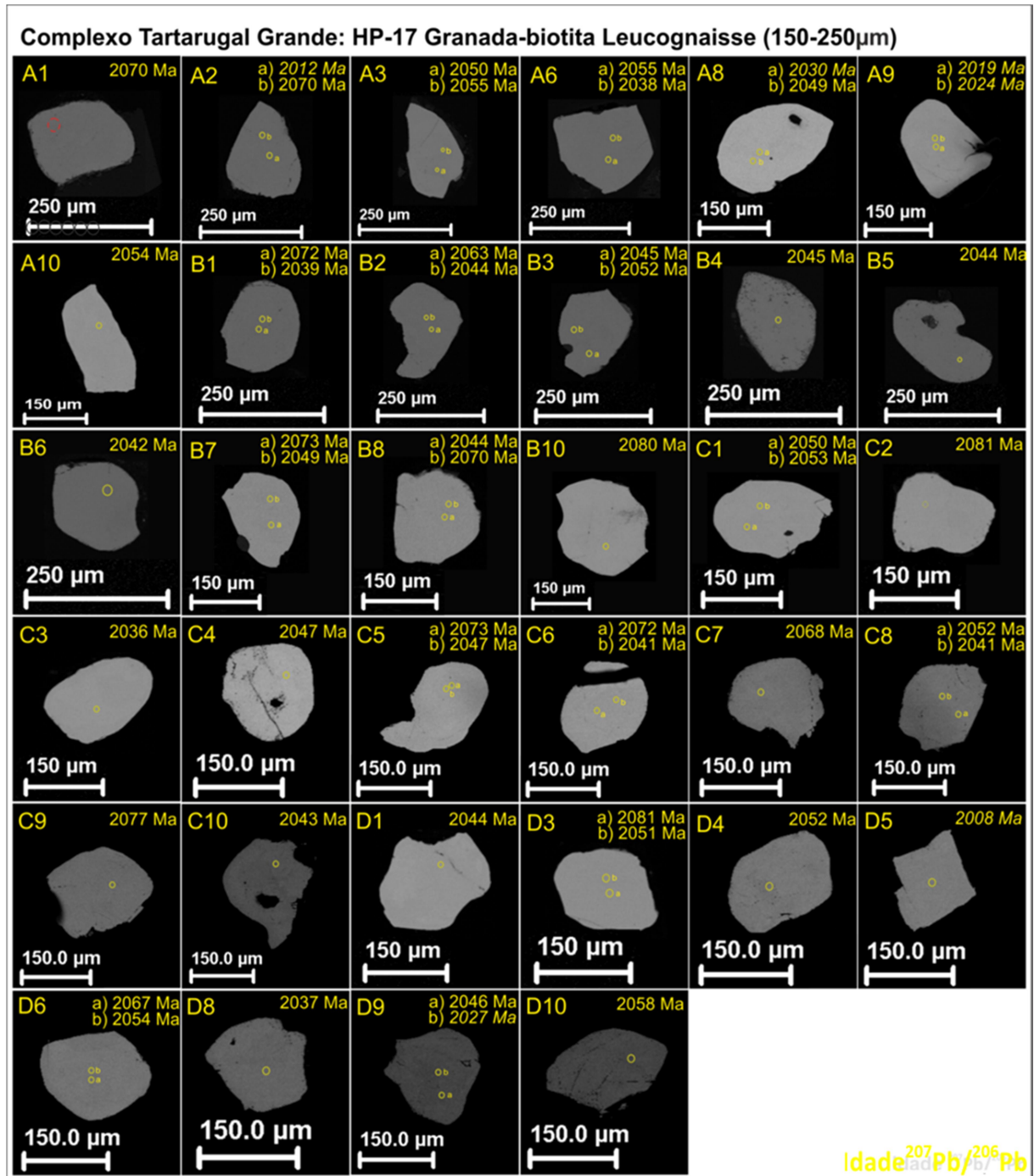


Figura 5.9 - Imagens ERE representativas dos cristais de monazita do granada-biotita leucognaisse (HP-17) para análises U-Pb por LA-ICP-MS. O círculo tracejado vermelho no cristal A1 indica a localização de *spot* de 25µm de diâmetro, os círculos contínuos amarelos nos demais indicam a localização dos *spots* de tamanho 10µm de diâmetro. As idades apresentadas em *itálico* são aquelas discrepantes da média de idades obtidas.

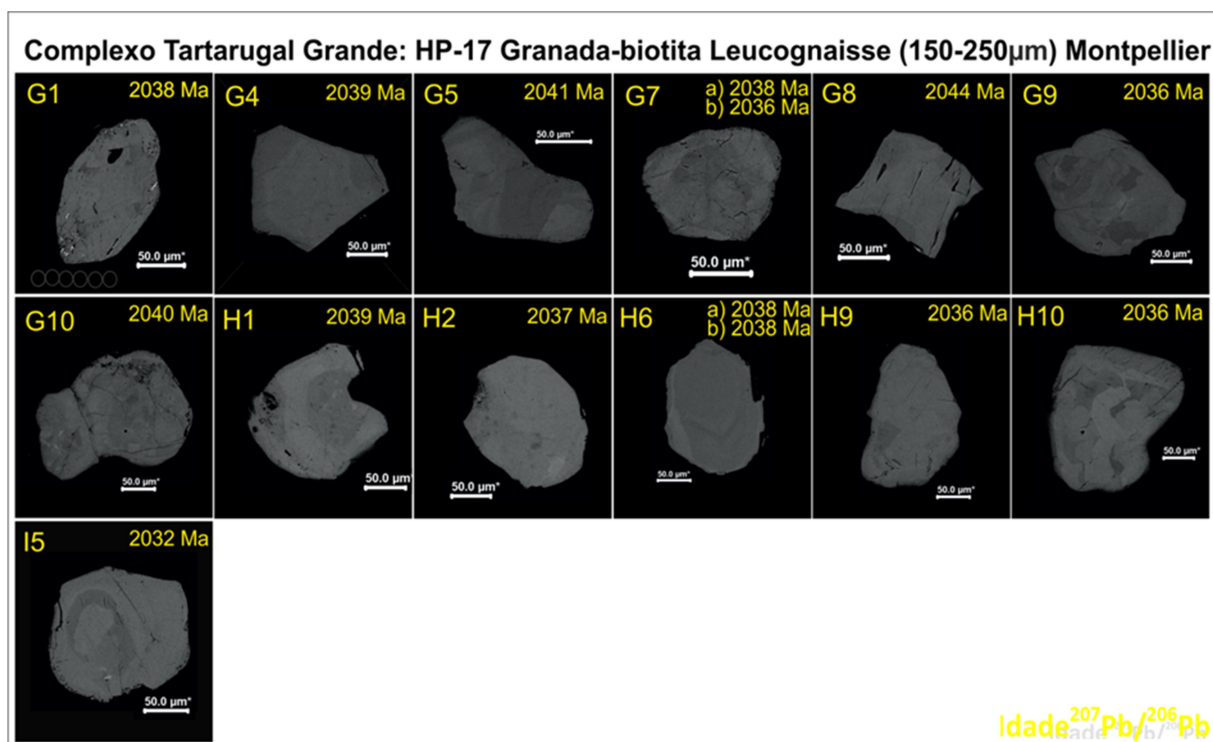


Figura 5.10 - Imagens ERE representativas dos cristais de monazita do granada-biotita leucognaisse (HP-17) para análises U-Pb por LA-ICP-MS no Laboratório de Montpellier. A localização dos *spots* não foi indicada.

5.6.3 Neossoma (amostra HP-09C)

Os cristais de monazita desta amostra são castanhos, translúcidos, com brilho vítreo e anédricos com formas arredondadas, alongadas e irregulares. Nas imagens ERE é possível observar zoneamentos do tipo concêntrico com estrutura de núcleo-borda bem definidas, e zoneamentos irregulares, oscilatórios e complexos, sem estrutura de núcleo-borda evidente. Também foram observadas pequenas inclusões minerais e microfraturas (Figura 5.11). Foram realizadas análises com *spots* de 10 µm de diâmetro em cristais com ambos os zoneamentos e estes não apresentaram diferenças significantes entre si. Os cristais de monazita do neossoma apresentaram médias de teores de Th de 4394 ppm, de U de 195 ppm e Pb de 418 ppm. As monazitas apresentam baixas contribuições de Pb comum (f206% variando entre 0,01 a 0,42) – Apêndice A – Tabela suplementar 7.

Foram realizadas 36 análises isotópicas U-Pb em 31 cristais de monazita. Destes, cinco pontos que apresentaram discordância >2% foram descartados. Dessa forma, uma idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2058,2 \pm 6,9$ Ma (2σ , $n = 30$, $\text{MSWD} = 0,15$) foi calculada a partir dos cristais concordantes (Figura 5.12E e 5.12F). Um ponto concordante apresenta idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2483 ± 67 Ma.

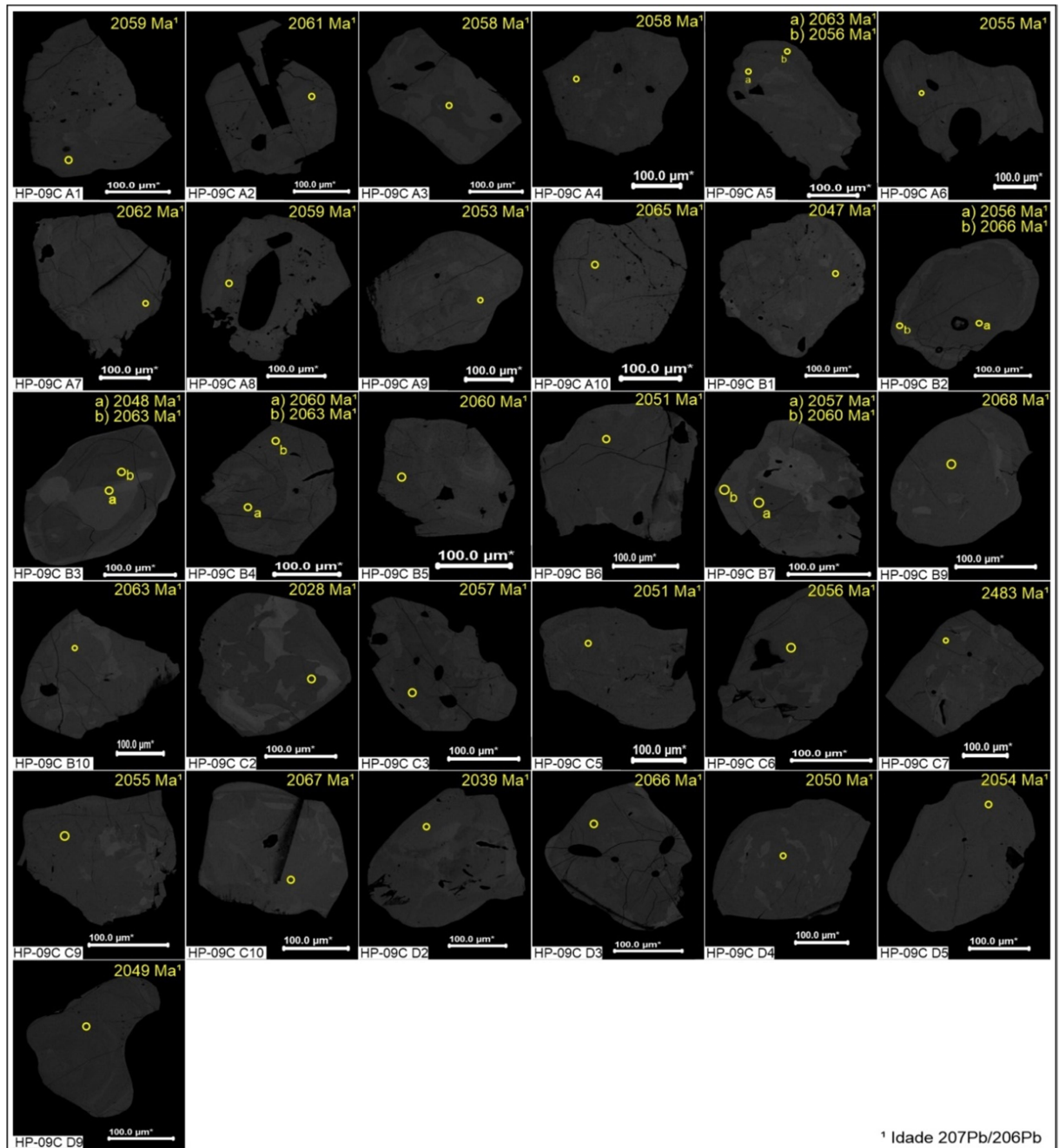


Figura 5.11 - Imagens ERE representativas dos cristais de monazita da amostra de neossoma (HP-09C). Os círculos amarelos indicam a localização de *spots* de tamanho 10 μm de diâmetro.

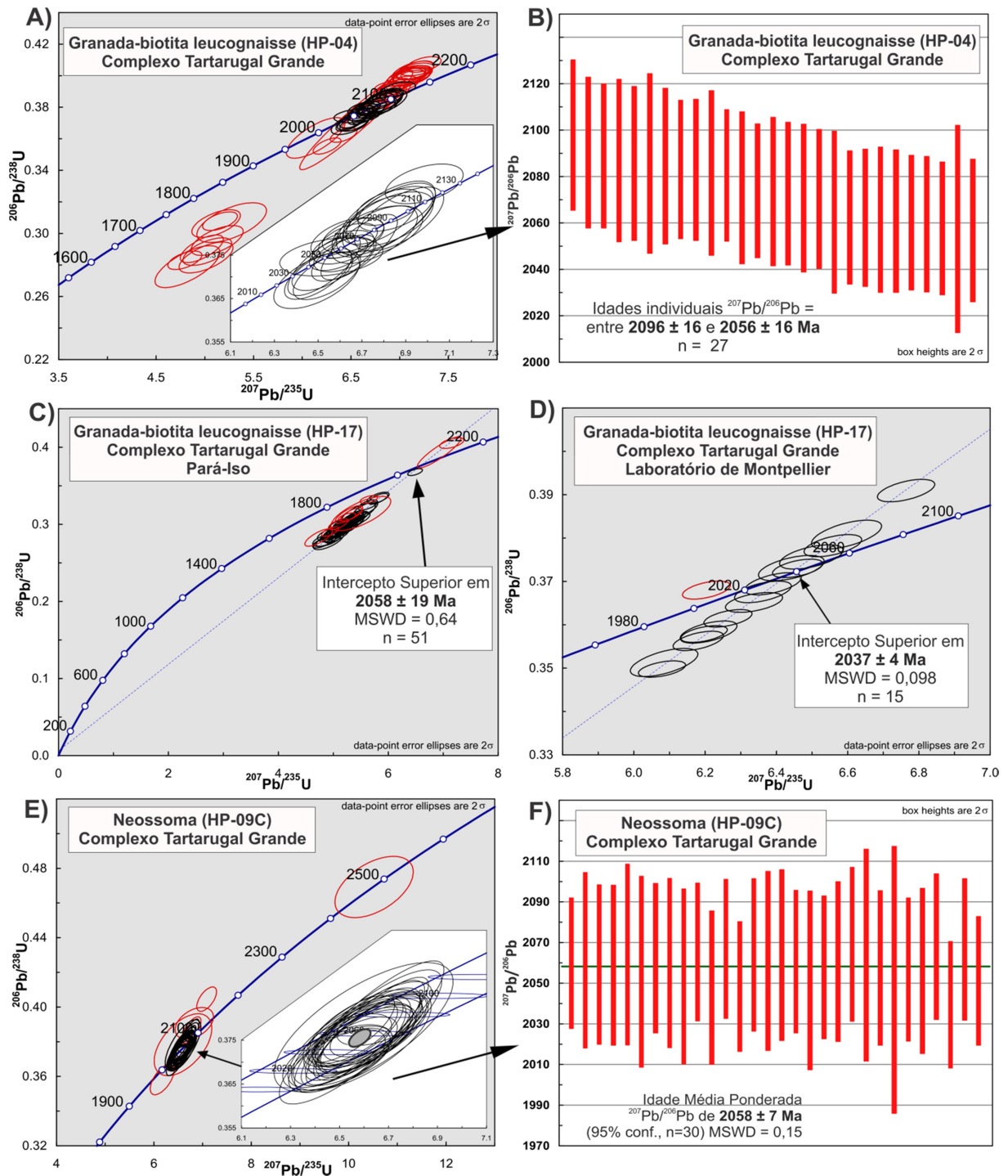


Figura 5.12 - Diagramas Concórdia e média ponderada para as monazitas das rochas do complexo granulítico Tartarugal Grande. A) e B) Amostra HP-04; C) e D) Amostra HP-17; e E) e F) Amostra HP-09C.

5.7 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES

Os resultados da datação U-Pb por LA-ICP-MS das monazitas do Complexo granulítico Tartarugal Grande definiram idades com boa precisão entre 2096 ± 16 e 2037 ± 4 Ma, o que representam o intervalo de idades riacianas previamente definido com datação U-Pb em zircão e/ou monazita para as rochas desta unidade (tabela 5.1) e granitoides associados (Vianna *et al.* 2020). Esse intervalo ($\sim 2,10$ Ga - $2,04$ Ga) inclui episódios magmáticos e

metamórficos. As análises isotópicas U-Pb efetuadas para as amostras de monazita HP09C e HP17 de um lado e HP04 de outro lado indicam resultados distintos apontando um comportamento diferente do sistema U-Pb e devem ser, portanto, interpretadas de forma diferenciada.

As monazitas da amostra HP-17 forneceram idades por intercepto superior de 2058 ± 19 Ma (2σ , $n = 41$, MSWD = 0,64; Pará-Iso, Brasil) e 2037 ± 4 Ma (2σ , $n = 15$, MSWD = 0,098; Montpellier, França). A idade sutilmente mais jovem obtida no Lab. de Montpellier de $2037 \pm 4,0$ Ma, apesar de estar dentro dos limites de erro com aquela de 2058 ± 19 Ma obtida no Laboratório Pará-Iso, pode representar diferenças laboratoriais. Uma das possíveis causas, pode ser o uso de uma outra monazita como material de referência. A monazita de referência utilizada no laboratório da França é a monazita Manangoutry de Madagascar. Outra possibilidade pode ser também analítica, pelo fato de as monazitas dessa amostra não apresentarem idade concordante, o que pode interferir no cálculo de idade em grau maior do que quando os pontos são concordantes. Monazitas freqüentemente produzem idades concordantes no sistema U-Pb sem evidência de perda de Pb que é característica mais comum em cristais de zircão (Parrish 1990). No caso da amostra HP-17 praticamente não teve nenhuma análise U-Pb concordante. Esse comportamento não tem uma explicação clara. Porém, o sistema U-Pb da monazita pode ser afetado por fatores como tamanho do cristal, temperatura e duração do evento de aquecimento, pois estes fatores afetam diretamente a temperatura de fechamento (Teufel & Heinrich 1997). As monazitas da amostra HP-17 aparentam ter tamanho um pouco menor quando comparado com as monazitas das duas outras amostras (Figuras 5.8 - 5.11). Portanto uma possível explicação para a discordância é a difusão de Pb devido ao tamanho do grão da amostra. Onde grãos menores tem maiores taxas perda de Pb através da difusão (Catlos 2013). Porém, dissolução/precipitação, em relação à difusão de Pb no estado sólido, é um mecanismo mais eficiente para afetar o sistema U-Pb e produzir discordância (Teufel & Heinrich 1997, Seydoux- Guillaume *et al.* 2002), e sua eficiência depende da composição do fluido e da temperatura. A dissolução e subsequente recristalização da monazita podem acontecer em condições do metamorfismo retrógrado e na presença de deformação intensa (Cherniak *et al.* 2004). A amostra HP-17 mostra bastante alteração para minerais secundários o que pode indicar um interação com fluidos, bem como as monazitas apresentam bordas recristalizadas que tenham induzido a discordância.

O afloramento de coleta da amostra HP-17 já foi objeto de amostragem anterior. Nesse afloramento, ocorrem dois tipos de rocha metamórfica, sendo uma o leucognaisse com granada que foi amostrado para análise de monazita e um granulito charnockítico. Esse último

litotipo foi datado pelo método U-Pb SHRIMP em zircão por Milhomem Neto & Lafon (2020), fornecendo uma idade de 2623 ± 13 Ma. O outro litotipo também foi datado previamente pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS por Enjolvly (2008) e forneceu idades entre 2,49 e 2,68 Ga indicando protólitos arqueanos para essas litologias. Foi nesse mesmo afloramento que Enjolvly (2008) datou uma população de monazita que forneceu uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2043 ± 8 Ma em cristais concordantes, ao contrário dos cristais analisados neste estudo. Essa idade está também de acordo com as idades obtidas neste estudo tanto em Belém quanto em Montpellier.

As monazitas da amostra de neossoma HP-09C forneceram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2058 ± 7 Ma. Como para o afloramento anterior, duas unidades litológicas distintas foram identificadas (Avelar 2002, Gorayeb *et al.* 2021). Uma primeira litologia é constituída por granulito enderbítico e a outra por granada-biotita leucognaisse, sendo o neossoma derivado desse leucognaisse. Gorayeb *et al.* (2021) obtiveram uma idade U-Pb em zircão de 2082 ± 5 Ma para a cristalização do protólito do granulito enderbítico, enquanto o leucognaisse apresentou idades neoarqueanas em zircões herdados (Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003).

Considerando as condições metamórficas estimadas com base na paragênese mineral exibida pelas rochas (800 ± 20 °C, 6-7 kbar; Gorayeb *et al.* 2021) e a alta temperatura de fechamento da monazita ($\sim 750^\circ\text{C}$), aliada ao zoneamento irregular exibido pelos cristais de monazita, as idades de 2,06-2,04 Ga obtidas para as duas amostras HP-17 e HP-09C representam o pico metamórfico. Essa interpretação está de acordo com aquela de Enjolvly (2008). Adicionalmente, vários estudos associam domínios de monazita ricos em Th ao crescimento do mineral na presença de fusão (Rocha *et al.* 2017, Cioffi *et al.* 2021), tanto as monazitas dos leucognaisse como às do leucossoma mostram-se ricas em Th (chegando até quase 50000 ppm em média). Evidências de fusão parcial *in situ* nos leucognaisse (Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Enjolvly 2008), a idade Pb–Pb em zircão de 2053 ± 1 Ma obtida para a cristalização sin-metamórfica de um granulito charnockítico (Avelar 2002) e a presença de inclusões de monazita nas granadas do leucognaisse (Oliveira *et al.* 2008), consolidam essa interpretação. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de uma monazita concordante do neossoma HP-09C em torno de 2,5 Ga pode representar um componente herdado arqueano na monazita, compatível com as idades arqueanas herdadas encontrados nos zircões do leucognaisse (Avelar 2002).

Ao contrário das duas amostras precedentes, o espalhamento dos pontos analíticos ao longo da Concórdia para as monazitas da amostra HP-04 não permitiu calcular uma idade concordante. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ individuais variaram de 2096 ± 16 a 2056 ± 16 Ma (Figura 2A e B). Nas proximidades dessa amostra, um outro leucognaisse com granada forneceu uma

idade U–Pb em zircão por LA-ICP-MS em torno de 2,60 Ga (Figura 5.13) para a cristalização do protólito (Rosa-Costa *et al.* 2014). As idades encontradas nas monazitas podem representar o intervalo de crescimento prolongado da monazita durante o metamorfismo e deformação destas rochas. Nesse caso, o evento metamórfico teria iniciado em torno de 2096 Ma, estendendo-se até 2056 Ma. Alternativamente, esse intervalo de idades pode representar uma reabertura parcial a total durante o evento metamórfico do sistema U–Pb de monazitas magmáticas formada no protólito (Rubatto *et al.* 2001). Gorayeb *et al.* (2021) obtiveram uma idade de 2045 ± 14 Ma em cristais metamórficos de zircão de um granulito charnoenderbítico proveniente de um afloramento cerca de 15 km a norte da amostra HP-04 (ver mapa da Figura 5.3). Essa idade, em conjunto com as idades de metamorfismo das amostras HP-17 e HP-09C aponta o intervalo de 2,06-2,04 Ga como sendo do episódio de alto grau metamórfico em escala regional. Portanto, as idades entre 2096 Ma e 2056 Ma representam provavelmente a reabertura progressiva do sistema U–Pb de monazitas magmáticas, até a reabertura total em torno de 2,06 Ga. Essa hipótese é compatível com o fato de a região ter sido provavelmente aquecida pelo intenso magmatismo ocorrido no período de $\sim 2,10$ até 2,08 Ga com a intrusão de numerosos plutons graníticos (granitos Bom Jesus, Porto Grande; Vianna *et al.* 2020, Batista 2021) que circundam o CGTG, ou que ocorrem dentro do CGTG como protólitos das rochas metamórficas de alto grau (Rosa-Costa *et al.* 2014, Gorayeb *et al.* 2021).

A integração dos dados U–Pb das monazitas com os outros dados geocronológicos das rochas do CGTG e unidades magmáticas vizinhas indicam uma evolução no final do Riáciano e início do Orosiriano na região central do Amapá com um episódio magmático intenso no período entre $\sim 2,10$ e 2,08 Ga marcado pela intrusão de granitoides. Esse episódio magmático provocou um aquecimento na área e foi seguido por um evento metamórfico de alta temperatura e pressão intermediária afetando rochas orto e paraderivadas arqueanas e os granitoides riácianos. Esse episódio, com pico de metamorfismo em torno de 2,06-2,04 Ga, gerou rochas granulíticas, migmatização local e geração de plutons charnoquíticos. O resfriamento metamórfico ocorreu entre $\sim 2,04$ e $\sim 1,98$ Ga até alcançar temperatura abaixo de 300°C por volta de 1,96 Ga (Figura 5.13).

MAIORES EVENTOS NA EVOLUÇÃO DO COMPLEXO GRANULÍTICO TARTARUGAL GRANDE

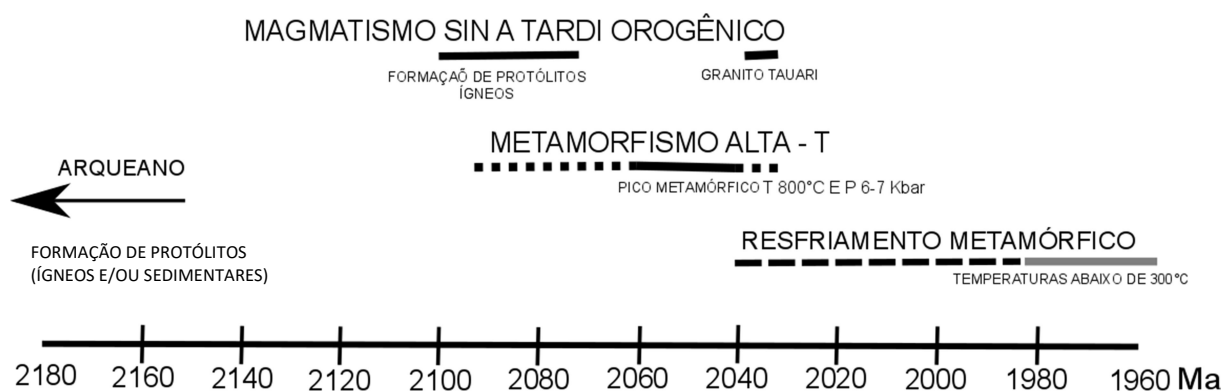


Figura 5.13 - Síntese da cronologia dos eventos magmáticos e metamórficos do complexo granulítico Tartarugal Grande.

Este evento metamórfico orogênico de alto grau evidenciado na região central do Amapá também foi identificado em outra área do sudeste do Escudo das Guianas, no Suriname (Cinturão granulítico Bakhuis – De Roever *et al.* 2003, Klaver *et al.* 2015, 2016). As idades de 2,06-2,04 Ga do metamorfismo do CGTG encontradas nas monazitas confirmam que ocorreu simultaneamente com o metamorfismo UHT do cinturão granulítico Bakhuis (2,09-2,03 Ga; De Roever *et al.* 2003, 2019, Klaver *et al.* 2015). Por outro lado, esta idade é mais jovem em ~30 Ma do que o metamorfismo de alto grau evidenciado por Rosa-Costa *et al.* (2008a) ao sul do Bloco Amapá em gnaisses e leucossoma do embasamento arqueano. De acordo com a datação U–Th–Pb por EPMA de monazitas dessas rochas esse episódio granulítico ocorreu em 2,10–2,09 Ga e foi associado à principal fase colisional que afetou o bloco arqueano Amapá, ao mesmo tempo que em outros setores dos domínios riacianos do sudeste do Escudo das Guianas (Vanderhaeghe *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2017, Lafon & Rosa-Costa 2020). Por sua vez, Rosa-Costa *et al.* (2008a) também apresentou idades similares de 2056 ± 7 e 2038 ± 6 Ma obtidas em monazita, mas estas foram interpretadas como registro de um evento posterior, sob condições de fácies anfibolito e relacionado ao estágio pós-colisional.

As direções aproximadamente E-W dos terrenos granitoides-*greenstones* do Escudo das Guianas foram interpretadas por Delor *et al.* (2003) como estruturas “*pinch and swell*”, limitada pelos cinturões granulíticos do Complexo Imataca (Noroeste do Escudo das Guianas), Bakhuis e Amapá, que inclui o CGTG. Essa configuração seria produto do estiramento crustal tardio orogênico e cisalhamento sinistral prolongado durante uma colisão continental oblíqua. Os autores sugerem que as condições de ultra-alta temperatura (UHT) e o

caminho P-T-t do metamorfismo granulítico no Cinturão Bakhuis foram provocados pela subida do manto em uma zona de máximo adelgaçamento crustal associado à tectônica vertical.

De Roever *et al.* (2003) e Klaver *et al.* (2015) também sugeriram que o afinamento crustal e subida mantélica proporcionaram o calor necessário para atingir essas condições metamórficas. No entanto, Klaver *et al.* (2015) propuseram que a subida do manto estaria relacionada à subdução, com mudança de direção e abertura de *slab window*. Um cenário alternativo envolve *slab break-off* e rifteamento para explicar uma subida do manto como fonte de calor (Kroonenberg *et al.* 2016). A proposta mais recente de Beunk *et al.* (2021) associa o metamorfismo UHT a *slab break-off* e advecção de calor astenosférico com exumação da placa africana em subducção.

O fato do metamorfismo de alto grau do CGTG ser contemporâneo do metamorfismo UHT do Cinturão Bakhuis não implica que ambos os granulitos tenham sido gerados pelos mesmos processos metamórficos. O CGTG não apresentou uma paragênese UHT, entretanto, a ocorrência de granulitos máficos no CGTG aponta para uma contribuição do manto como fonte principal de fluxo de calor. A geração de um arco magmático continental de longa duração (~2,20–2,13 Ga) evoluindo para um estágio colisional com agregação de terrenos paleoproterozoicos ao bloco arqueano no período de 2,11–2,08 Ga foi proposto por Vianna *et al.* (2020). Um cenário de *slab break-off* com advecção astenosférica explicaria as condições metamórficas de alto grau do CGTG. No entanto, um intervalo de tempo de ~50 Ma entre o final da subducção por volta de ~2,11 Ga e o *slab break-off* parece ser muito longo e não favorece essa afirmação. Assim, mesmo que um contexto de *slab break-off* não possa ser descartado, a proposta de Delor *et al.* (2003) parece mais compatível para explicar a formação do CGTG.

6 CONCLUSÕES

As idades obtidas com êxito demonstram a viabilidade de realizar a metodologia U–Pb em monazita por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso, sendo colocada em rotina à disposição dos usuários. Os resultados obtidos neste estudo para os MRs de monazita com idades de 510 ± 5 Ma, 506 ± 5 Ma e 510 ± 5 Ma para a monazita Bananeira (média ponderada $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$); e 495 ± 2 Ma e 494 ± 3 Ma para a monazita Diamantina (média ponderada $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$), mostram boa concordância com os valores de 508 ± 1 Ma (Bananeira; média ponderada $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$) e 495 ± 1 Ma (Diamantina; média ponderada $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$) obtidos por ID-TIMS, LA-Q-ICP-MS, LA-SF-ICP-MS e LA-MC-ICP-MS para os respectivos materiais de referência, apresentados por Gonçalves *et al.* (2016, 2018), incluindo as incertezas analíticas. Devido a maior intensidade do sinal, a monazita Bananeira mostrou-se mais adequada em relação à monazita Diamantina, para a utilização como material de referência primário. A monazita Diamantina será utilizada como material de referência secundário.

A idade $514,8 \pm 2,3$ Ma, obtida para as monazitas do corpo pegmatítico da região de Xambioá é consistente com aquelas obtidas por Alves *et al.* (2019) para pegmatitos da Suíte Granítica Santa Luzia, ambas correspondendo à fase final da granitogênese no CA. Além disso, a aparente homogeneidade nas imagens ERE e mapas composicionais, a reprodutibilidade dos dados isotópicos, e a quantidade de Pb comum (<1%) desta monazita sugerem sua possível aplicação como MR, podendo ser utilizado inicialmente como material de referência interno ao laboratório.

As rochas do complexo Granulítico Tartarugal Grande (leucognaisses e neossoma) estudadas têm como protólitos rochas sedimentares pelíticas ou granitos tipo S derivados da fusão dessas rochas e alojados no complexo, juntamente com demais corpos granitoides. As idades U-Pb de 2058 ± 19 Ma, 2058 ± 7 Ma, 2037 ± 4 Ma obtidas para as monazitas dos leucognaisses e leucossoma, são consistentes com as idades de metamorfismo riacianas anteriormente obtidas para esta unidade por Enjolvly (2008) e Gorayeb *et al.* (2021) e representam o pico do evento de metamorfismo granulítico no final do orogêno riaciano, no sudeste do Escudo das Guianas. Granitoides cálcio-alcálinos riacianos (cerca de 2,08 Ga) constituem provavelmente parte dos protólitos dos granulitos félsicos da área e sustentam a suposição de que o intervalo 2096-2056 Ma representa uma reabertura do sistema U-Pb nas monazitas do leucognaisse (HP-04) até o pico do metamorfismo. Após o pico metamórfico marcado, idades Sm-Nd em granadas (2,04-1,98 Ga) e Ar-Ar em biotita (1,97 Ga) marcam o resfriamento da rocha. Transformações retrometamórficas como hidratação de minerais e

intercrescimento em condições subsólidas são visualizadas nestas rochas. Um ponto concordante de monazita do neossoma com cerca de 2,5 Ga foi identificado como provável herança.

As idades mostram que o metamorfismo de alto grau do CGTG é contemporâneo ao metamorfismo de ultra-alta temperatura do Cinturão de Bakhuis no final do evento orogênico riaciano, mas é mais jovem que o evento granulítico registrado no sul do Bloco Amapá e relacionado a fase colisional da Orogenia Transamazônica.

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. *In*: SBG, 30º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*[...], p. 539–545.
- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. *In*: SBG-Norte, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-Pará, *Anais*[...], p. 1–4.
- Aguiar Neto C.C.A., Valeriano C.M., Passareli C.R., Heilbron M., Lobato M. 2014. Monazite ID-TIMS U-Pb geochronology in the LAGIR laboratory, Rio de Janeiro State University: protocols and first applications to the assembly of Gondwana supercontinent in SE-Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **86**(1):171-186. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201420120005>
- Alagna K.E., Petrelli M., Perugini D., Poli G. 2008. Micro-Analytical Zircon and Monazite U-Pb Isotope Dating by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Quadrupole Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **32**:103–120.
- Aleinikoff J.N., Schenck W.S., Plank M.O., Srogi L.A., Fanning C.M., Kamo S.L., Bosbyshell H. 2006. Deciphering igneous and metamorphic events in high-grade rocks of the Wilmington complex, Delaware: Morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U-Pb geochronology of zircon and monazite. *Bulletin of the Geological Society of America*, **118**(1–2):39–64. <https://doi.org/10.1130/B25659.1>
- Allaz J., Selleck B., Williams M.L. and Jercinovic M.J. 2013. Microprobe analysis and dating of monazite from the Potsdam Formation, New York: A progressive record of chemical reaction and fluid interaction. *American Mineralogist*, **98**:1106-1119. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4304>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- 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., Tomaz Filho A., Campos D de A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, SBG; 31st International Geological Congress, p. 183-193.
- Alves P.V.F.D.S., Botelho N.F., Dantas E.L., Cuadros F.A., Gondwana W. 2019. The Cambrian peraluminous Santa Luzia granite suite in the Araguaia Belt, central Brazil: Evidence for closure of the Clymene Ocean based on zircon and monazite U e Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, **92**:116–133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.03.007>
- Arcanjo S.H.D.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), Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(3):501–514. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300007>
- Assis C.R.F. & Moura C.A.V. 2017. Geocronologia U-Pb em zircão por LA-ICPMS dos ortognaisses do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã (TO). *In*: SBG-Norte, 15º Simpósio de Geologia Da Amazônia, *Anais*[...], Belém-Pará, p. 777–780.

- Assis C.R.F., Moura C.A.V., Milhomem Neto J.M., Gorayeb P.S.S., Dias A.N.C. 2021. Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics of the Araguaia Belt basement Rocks: Evidence of links with the southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **356**(December). <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106090>
- Avelar V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centronorte do Estado do Amapá – Brasil*: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. PhD Theses. Universidade Federal do Pará, Belém, 00p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, **2**(2):3-4.
- Barbosa J.P.O. & Chaves C.L. 2015. *Geologia e recursos minerais da Folha Macapá - NA.22-Y-D, Estado do Amapá*, Escala 1:250.000. [Belém-Pará] CPRM - Serviço Geológico Do Brasil, 116p.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**:97–116. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.02.005>
- Bartosz B., Sláma J., Corfu F., Crowley J.L., Schmitz M., Williams M.L., Jercinovic M.J., Kozub-Budzyn G.A., Konečný P., Rzepa G., Włodek A. 2021. TS-Mnz – A new monazite age reference material for U-Th-Pb microanalysis. *Chemical Geology*, **572**.
- Batista P.H.M. 2021. *Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Hf- Nd do granito Porto Grande, Centro-leste do Amapá*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Belém, 00p.
- Best M.G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, W.H. Freeman & Company. xviii + 630 p.
- Beunk F.F., Roever E.W.F., Yi K., Fraukje M.B. 2021. Structural and tectonothermal evolution of the ultrahigh-temperature Bakhuis granulite belt, Guiana Shield, Surinam: Palaeoproterozoic to recente. *Geoscience Frontiers* **12**:677-692. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.05.021>
- Boatner L.A. 2002. Synthesis, Structure, and Properties of Monazite, Pretulite, and Xenotime. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **48**(1):87-121. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.4>.
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**(2):23–40.
- Bruguier O., Hammor D., Bosch D., Caby R. 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology*, **261**:171-183. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.11.016>
- Bruguier O., Telouk P., Cocherie A., Fouillac A.M., Albarede F. 2001. Evaluation of Pb-Pb and U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dating using matrix-matched calibration samples with a frequency quadrupled (266 nm) Nd:YAG laser. *Geostandard Newsletters*, **25**:361-373.

Budzyń B., Sláma J., Corfu F., Crowley J.L., Schmitz M., Williams M.L., Jercinovic M.J., Kozub-Budzyn G.A., Konečný P., Rzepa G., Wlodek A. 2021. TS-Mnz – A new monazite age reference material for U-Th-Pb microanalysis. *Chemical Geology*, **572** e 120195.

Catlos E.J. 2013. Versatile Monazite: resolving geological records and solving challenges in materials science: Generalizations about monazite: Implications for geochronologic studies. *American Mineralogist*, **98**:819-832. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4336>

Chemale F., Kawashita K., Dussin I.A., 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 Ciencias*, **84**(2):275–295. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652012005000032>

Cherniak D.J. & Ryerson F.J. 1993. A study of strontium diffusion in apatite using Rutherford Backscattering and ion implantation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:4653–4662.

Cherniak D.J., Watson E.B., Grove M., Harrison T.M. 2004. Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**(4):829–840. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.07.012>

Cherniak D.J., Watson E.B., Harrison T.M., Grove TM. 2000. Pb diffusion in monazite: a progress report on a combined RBS/SIMS study. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **81**:S25.

Cocherie A. & Albarede F. 2001. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**(24):4509-4522. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(01\)00753-0](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(01)00753-0)

Cocherie A., Be Mezeme E., Legendre O., Fanning C.M., Faure M., Rossi P. 2005 Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. *American Mineralogist*, **90**(4): 607–618. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1303>

Cocherie A., Legendre O., Peucat J.-J., Kouamelan A.N. 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **62**:2475–2497.

Collyer T.A. 1999. *Mineralizações de caráter gemológico (opala, ametista, quartzo tricolor, quartzo rutilado, e com clorita) da região de São Geraldo do Araguaia (PA) - Xambioá (TO): caracterização e gênese*. PhD Theses. Universidade Federal do Pará, Belém, 00p.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: 2º Congresso Geológico Chileno, *Actas*[...], Arica-Chile, p. 137–148.

Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa M.L.C. & Angélica R.S. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* 1st ed. Belém-Pará, SBG-NO. p. 15–90.

Cioffi C.R., Meira V.T., Trindade R.I.F., Lanari P., Ganade C.E., Gerdes A. 2021. Long-lived intracontinental deformation associated with high geothermal gradients in the Seridó Belt (Borborema Province, Brazil). *Precambrian Research*, **358** e 106141.

Cruz M.J., Merlet C., Sabaté P. 1996. Datação pontual das monazitas da região de Itambé, Bahia, através da microsonda eletrônica. In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*[...], Salvador, p. 206–209.

De Roever E.W.F., 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 and 2.05 Ga. *Géologie de la France*, **2**:175–206.

De Roever E.W.F., Beunk F.F., Yi K., Groot K., Klaver M., Nanne J.A.M., Steeg W., Thijssen A.C.D., Uunk B., Vos H., Davies G.R., Brouwer F.M. 2019. The Bakhuis granulite belt in W Suriname, its development and exhumation. *In*: 11th Guiana geol conference: the tectonics and resource potential of NE south America, Paramaribo. Geol. Mijnbouwkd. Dienst Suriname Meded. **29**:53–58

Dedavid B.A., Gomes C.I., Machado G. 2007. *Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores*. Porto Alegre, EDIPUCRS, 60p.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals* (2nd ed.). London, Longmans.

Delor C., Lahondere D., Egal E., Lafon J., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Theveniaut H., Phillips D. 2003b. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2^a edição). *Géologie de La France*, **2-3-4**:5–57.

Delor C., Roever E.W.F., Lafon J.M., Lahondère, D., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A. 2003a. The Bakhuis Ultrahigh-temperature Granulite Belt (Suriname): II. Implications for Late Transamazonian crustal Stretching in a Revised Guiana Shield Framework, *Géologie de la France e Special Guiana Shield*. BRGM e SGF Editor, **2-3-4**:207–230.

Didier A., Putlitz B., Baumgartner L.P., Bouvier A.S., Vennemann T.W. 2017. Evaluation of potential monazite reference materials for oxygen isotope analyses by SIMS and laser assisted fluorination. *Chemical Geology*, **450**:199–209. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.031>

Didier A., Bosse V., Boulvais P., Bouloton J., Paquette J.-L., Montel J.-M., Devidal J.-L. 2013. Disturbance versus preservation of U-Th-Pb ages in monazite during fluid-rock interaction: textural, chemical, and isotopic in situ study in microgranites (Velay Dome, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **165**(6):1051–1072. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0847-0>

Dumond G., McLean N., Williams M.L., Jercinovic M.J., Bowring S.A. 2008. High-resolution dating of granite petrogenesis and deformation in a lower crustal shear zone: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield. *Chemical Geology*, **254**(3–4):175–196. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.04.014>

Engi M. 2017. Petrochronology based on REE-Minerals: monazite, allanite, xenotime, apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **83**:365–418.

Engi M., Lanari P., Kohn M.J. 2017. Significant Ages - An Introduction to Petrochronology. *Petrochronology*, **83**:1–12. <https://doi.org/10.1515/9783110561890-002>

Enjoly R. 2008. *Processus d'accrétion crustale et régimes thermiques dans le bouclier des Guyane*: signatures géochimiques et thermochronologiques au transamazonien (2250–1950 Ma). PhD Theses. Universidade de Montpellier II, França, 305 p.

- Ewing R.C. & Wang, L.M. 2002. Phosphates as nuclear waste forms. *Phosphates: Geochemical, Geobiological and Materials Importance*, **48**:673–700. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.18>
- Faraco M.T.L., Marinho P.C.A., Costa E.J.S., Vale A.G. 2004. Folha NA-22-Macapá. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B. (eds.). *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo*: sistema de informações geográficas – SIG. [S.l.], CPRM (Programa Geologia do Brasil).
- Faraco M.T.L., Marinho P.C.A., Vale A.G., Costa E.J.S., Maia R.G.N., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo M.A., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W.A. Gomes I.P. 2004. Folha SB-22-Araguaia. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B. (eds.). *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo*: sistema de informações geográficas – SIG. [S.l.], CPRM (Programa Geologia do Brasil).
- Farley K.A. & Stockli, D.F. 2002. (U-Th)/He dating of phosphates: Apatite, monazite, and xenotime. *Phosphates: Geochemical, Geobiological and Materials Importance*, **48**:559–578. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.15>
- Fettes D. & Desmons J. 2008. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. 1st ed. Cambridge, Cambridge University Press.
- Fletcher I.R., McNaughton N.J., Davis W.J., Rasmussen B. 2010. Matrix effects and calibration limitations in ion probe U-Pb and Th-Pb dating of monazite. *Chemical Geology*, **270**(1–4):31–44. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.003>
- Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural*. Trad: Andrade F.R.D. São Paulo, Oficina de Textos, 584 p.
- Foster G. & Parrish R.R. 2003. Metamorphic monazite and the generation of P-T-t paths. *The Geological Society, London, Special Publications*, **220**:25–47. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.220.01.02>
- Fraga L.M.B. & Cordani U.G. 2019. Early Orosirian tectonic evolution of the Central Guiana Shield: insights from new U-Pb SHRIMP data. In: 11th Inter Guiana Geological Conference: Tectonics and Metallogensis of NE South America. Paramaribo, Suriname, Mededeling, p. 59–62. (Geologisch Mijnbouwkundige Dienst Suriname, 29)
- Fraga L.M., Lafon J.M., Tassinari C.C.G. 2020. Geologia e evolução tectônica das porções central e nordeste do Escudo das Guianas e sua estruturação em cinturões eo-orosirianos. In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves B.B. (eds.). *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano*: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo, Solaris, p. 92–110.
- Gasquet D., Bertrand J.M., Paquette J.L., Lehmann J., Ratzov G., De Ascensão Guedes R., Tiepolo M., Bollier A.M., Scaillet S., Nomade S. 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. *Bulletin de La Société Géologique de France*, **181** (3):227–241.
- Gibson H.D., Carr S.D., Brown R.L., Hamilton M.A. 2004. Correlations between chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions involving major pelitic phases: an integration of ID-TIMS and SHRIMP geochronology with Y-Th-U X-ray mapping. *Chemical Geology*, **211**:237–260. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.028>

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 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. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.019>

Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Rubatto D., Wiedenbeck M., Nalini H.A., Oliveira L.C.A. 2018. The Diamantina Monazite: A New Low-Th Reference Material for Microanalysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **42**(1):25–47. <https://doi.org/10.1111/ggr.12192>

Gorayeb P.S.S., Giuseppe U., Juarez J., Neto S., Sato K., Camara V. 2020. U – Pb SHRIMP zircon ages of Ediacaran-Cambrian granitic bodies in central Brazil: Implications for the tectonic evolution of the Araguaia belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**(September):102804. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102804>

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozoico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais[...]*, Araxá, p.17-22.

Gorayeb P.S.S., Paiva H.P.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L. 2021. Petrology and crustal evolution of the Tartarugal Grande Granulitic Complex - Northeastern Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **112**:103549. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103549>

Harrison T.M., McKeegan K.D., LeFort P. 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by 208Pb/232Th ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic significance. *Earth and Planet Science Letters*, **133**:271-282. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00091-P](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00091-P)

Harrison T.M., Catlos E.J., Montel J.M. 2002. U-Th-Pb dating of phosphate minerals. *Phosphates: Geochemical, Geobiological and Materials Importance*, **48**(January):523–558. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.14>

Harrison T.M., Grove M., McKeegan K.D., Coath C.D., Lovera O. M., Le Fort P. 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya. *Journal of Petrology*, **40**(1):3–19. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.1.3>

Hasui Y., Costa J. B. S., Abreu, F.A.M. 1984. Província Tocantins. In: Almeida F. F. M. de Hasui Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Rio de Janeiro, Edgar Blucher. p. 187-204.

Hirth G. & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**(2):145-159.

Horstwood M.S.A., Foster G.L., Parrish R.R., Noble S.R., Nowell G.M. 2003. Common-Pb corrected in situ U-Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **18**(8):837–846. <https://doi.org/10.1039/b304365g>

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application off laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>

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

- Kahn H. 2007. *Microscopia eletrônica de varredura e microanálise química (PMI-2201)*. Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, Departamento de Engenharia de Minas de Petróleo: 1-11. Disponível em: <http://www.ebah.com.br>.
- Klaver M., Roever E.W.F., Nanne J.A.M., Mason P.R.D., Davies G.R. 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: evidence for two separate UHT events. *Precambrian Research*, **262**:1–19.
- Klaver M., Roever E.W.F., Thijssen A.C.D., Bleeker W., Soderlund U., Chamberlain K., Ernst R., Berndt J., Zeh A. 2016. Mafic magmatism in the Bakhuis Granulite Belt (western Suriname): relationship with charnockite magmatism and UHT metamorphism. *GFF*, **138**:203-218. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1061591>
- Knoper M., Armstrong R.A., Andreoli M.A.G., Ashwal L.D. 2000. The Steenkampskraal monazite vein: a subhorizontal stretching shear zone indicating extensional collapse of Namaqualand at 1033 Ma. *Journal of African Earth Sciences*, **31**:38–39.
- Kohn M.J. & Vervoort J.D. 2008. U-Th-Pb dating of monazite by single-collector ICP-MS: Pitfalls and potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**(4). <https://doi.org/10.1029/2007GC001899>
- Košler J. & Sylvester P.J. 2018. Present trends and the future of zircon in geochronology: Laser ablation ICPMS. *Zircon* (Issue December 2003). <https://doi.org/10.1515/9781501509322-012>
- Kroonenberg S.B., De Roever E.W.F., Fraga L.M., Reis N.J., Faraco T., Lafon J.-M., Cordani U., Wong T.E. 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: a revised model. *Netherlands Journal of Geosciences*, **95**:491-522. <https://doi.org/10.1017/njg.2016.10>
- Lafon J.-M. & Rosa-Costa L.T. 2020. Compartimentação tectônica na porção sudeste do Escudo das Guianas: províncias Maroni-Iacaiúnas e Amazônia Central. In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves B.B. (eds.). *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. São Paulo. Solaris, p. 79-91.
- Lafon J.-M., Avelar V.G., Rossi P., Delor C., Guerrot C., Pidgeon R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2.1 Ga) in southeastern Guiana shield. In: SBG, 31^o International Geological Congress. *Anais[...]*, Rio de Janeiro, p. 00-00.
- Lasalle S., Dunning G., Indares A. 2014. In situ LA-ICP-MS dating monazite from aluminous gneisses: insights on the tectono-metamorphic history of a granulite-facies domain in the central Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **51**(6):558-572. <https://doi.org/10.1139/cjes-2013-0170>
- Lima M.I.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F., Silva G.G. 1974. Geologia. In: Brasil Projeto RADAM. *Folha NA/NB 22 Macapá* p. 120.
- Ling X.X., Huyskens M.H., Li Q.L., Yin Q.Z., Werner R., Liu Y., Tang G.Q., Yang Y.N., Li X.H. 2017. Monazite RW-1: a homogenous natural reference material for SIMS U–Pb and Th–Pb isotopic analysis. *Mineralogy and Petrology*, **111**(2):163–172. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0478-7>
- Ludwig K.R. 2003. *Isoplot 3.0 a geochronological toolkit for microsoft excel*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center. (Special Publications n. 4).

- Malz N. 2002. *Electron-microprobe dating of monazite*. Institute of Mineralogy, TU Bergakademie Freiberg.
- Mattinson J.M. 2013. *The geochronology revolution*. **2500**(09):303–320. [https://doi.org/10.1130/2013.2500\(09\)](https://doi.org/10.1130/2013.2500(09)).
- McFarlane C.R.M. & Luo Y. 2012. U-Pb geochronology using 193 nm excimer LA-ICP-MS optimized for in situ accessory mineral dating in thin sections. *Geoscience Canada*, **39**(3):158–172.
- Meldrum A., Boatner L.A., Weber W.J., Ewing R.C. 1998. Radiation damage in zircon and monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**(14):2509–2520. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00174-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00174-4)
- Milhomem Neto, J. M. 2018. *U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: metodologia e aplicação no estudo da evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas*. PhD Theses. Universidade Federal do Pará, Belém, 00p.
- 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. 2020. Crustal growth and reworking of Archean crust within the Rhyacian domains of the southeastern Guiana Shield, Brazil: Evidence from zircon U–Pb–Hf and whole-rock Sm–Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **103**: 102740. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102740>
- Milhomem Neto J.M., Lafon, J.M., Galarza M.A. 2017. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. In: Lima A. M. M. & Gorayeb P. S. de S. (eds.). SBG-NO, *Contribuições à geologia da Amazônia*, **10**:195–208.
- Montel J.M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, **131**(1-4):37–53. doi:10.1016/0009-2541(96)00024-1
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1993b. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, **13**:155–178.
- Nomade S., Féraud G., Chen Y., Pouclet A. 2002. Thermal and tectonic evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and AMS along the Oyapock river (French Guyana). *Precambrian Research*, **114**:35-53. 10.1016/S0301-9268(01)00217-0
- Nomade S., Knight K.B., Beutel E., Renne P., Verati C., Féraud G., Marzoli A., Youbi N., Bertrand H. 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**:326-344. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034>.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Piuzana D., Aemstrong R., Laux J.H., Campos C.M., Medeiros S.R. 2004. Ages of sedimentation of the Kinzigitic Complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí Orogen, northern espírito santo state, Brazil: zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(4):587-592.

- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(1):116–129.
- Overstreet W.C. 1967. The Geologic Occurrence Of Monazite. *Geological Survey Professional Paper* 530.
- Paiva H.S. 2016. *Caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica U-Pb das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande, Sudeste do Escudo das Guianas, Amapá*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém, 00p.
- Parrish R.R. 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**(11):1431–1450. <https://doi.org/10.1139/e90-152>
- Payne J.L. 2008. *Palaeo-to Mesoproterozoic Evolution of the Gawler Craton, Australia: Geochronological, Geochemical and Isotopic constraints*. PhD Thesis. University of Adelaide, Adelaide.
- Pedrosa-Soares A.C., Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. 2011. Late Neoproterozoic – Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society, London, Special Publications*, **350**(1):25–51.
- Peterman E.M., Hacker B.R., Grove M., Gehrels G.E., Mattinson J.M. 2006. A multimethod approach to improving monazite geochronology: TIMS, LA-ICP-MS, SIMS and EPMA. *American Geophysical Union*.
- Peterman E.M., Mattinson J.M., Hacker B.R. 2012. Multi step TIMS and CA-TIMS monazite U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **312-313**:58-73.
- Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2):304–318. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011412304318>
- Pyle J.M., Spear F.S., Rudnick R.L., McDonough W.F. 2001. Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer. *Journal of Petrology*, **42**(11):2083–2107. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2083>
- Ragettli R.A., Hebeda E.H., Signer P., Wieler R. 1994. Uranium-xenon chronology: precise determination of $\lambda_{sf} * 136Y_{sf}$ for spontaneous fission of ^{238}U . *Earth and Planetary Science Letters*, **128**(3–4):653–670. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90177-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90177-5)
- Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Vasquez M.L., Vale A.G., Macambira E.M.B., Araújo O.J.B. 2001. Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I. CPRM - Serviço Geológico Do Brasil.
- Richter M., Nebel-Jacobsen Y., Nebel O., Zack T., Mertz-Kraus R., Raveggi M., Rösel D. 2019. Assessment of five monazite reference materials for U-Th/Pb dating using laser-ablation ICP-MS. *Geosciences (Switzerland)*, **9**(9):1–21. <https://doi.org/10.3390/geosciences9090391>

- Rocha B.C., Moraes R., Moller, A., Cioffi C.R., Jercinovic M.J. 2017. Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro-Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos*, **277**:337–355.
- Rosa-Costa L.T. & Abrantes B.K.C. 2017. Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM RENCA. Estados do Pará e Amapá. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, vol. 1. Escala: 1:250.000. Belém.
- Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E. 2014. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B: Estado do Amapá em escala 1:250.000)*. CPRM, Belém, p. 159. www.cprm.gov.br.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006b. Zircon geochronology and Sm – Nd isotopic study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277–300. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.02.012>
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A., Delor C. 2008a. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **26**:445–462. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.05.007>
- Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Barbosa J.P.O., Costa Neto M.C. 2012. Programa Geologia do Brasil-PGB. Rio Araguari. Folha NA.22-Y-B. Estado do Amapá. Carta Geológica. Belém: CPRM, 1 mapa colorido, 120 x 85 cm . Escala 1:250.000.
- Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Silva C.M.G., Campos L.D., Abrantes B.K.C., Tavares F.M., Lago A.L. 2017. Área de relevante interesse mineral: Reserva Nacional do Cobre e Associados. (RENCA) CPRM - Serviço Geológico do Brasil, p. 182. Belém.
- Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S. 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**(4): 458–468. <https://doi.org/10.1007/PL00007673>
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais[...]*, Belém, p. 156.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453–488.
- Santos M.D. 1983. *Geologia e ocorrências minerais da branquianticlinal de Xambioá - Goiás*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 107 p.
- Sato K. & Kawashita K. 2002. Espectrometria de Massas em Geologia Isotópica. *Geologia USP. Série Científica*, **2**:57–77. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2002000100007>
- Schulz B., Brätz H., Bombach K., Krenn, E. 2007. In-situ Th-Pb dating of monazite by 266 nm laser ablation and ICP-MS with a single collector, and its control by EMP analysis. *Zeitsch. Angewandte Geologie*, **35**: 377–392.

- Seydoux-Guillaume A.M., Paquette J.L., Wiedenbeck M., Montel J.M., Heinrich W. 2002. Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite. *Chemical Geology*, **191**(1–3):165–181. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00155-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00155-9)
- 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**(1–2):1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Smith H.A. & Gilletti B.J. 1997. Lead diffusion in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**(5):1047–1055. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00396-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00396-1)
- Souza J.O. & Moreton L.C. 2001. Xambioá – Folha SB.22-Z-B. Estados da Pará e Tocantins. Escala 1:250.000.
- Spear F.S. & Pyle J.M. 2002. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks (in Phosphates; geochemical, geobiological, and materials importance). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **48**(August):293–335. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.7>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Takenaka L.B., Lana C., Scholz R., Nalini H.A., Abreu A.T. 2015. Optimization of the in-situ U-Pb age dating method via LA-Quadrupole-ICP-MS with applications to the timing of U-Zr-Mo mineralization in the Poços de Caldas Alkaline Complex, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **62**:70–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.04.007>
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da Obra de F.F.M de Almeida*, p. 471–486.
- Teufel S. & Heinrich W. 1997. Partial resetting of the U-Pb isotope system in monazite through hydrothermal experiments: An SEM and U-Pb isotope study. *Chemical Geology*, **137**(3–4): 273–281. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00161-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00161-1)
- Théveniaut H., Delor C., Lafon J.M., Monié P., Rossi P., Lahondère D. 2006. Paleoproterozoic (2155–2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, **150**: 221–256.
- Tomaschak P.B., Krogstad E.J., Walker R.J. 1996. U-Pb monazite geochronology of granitic rocks from Maine: Implications for Late Paleozoic tectonics in the northern Appalachians. *Journal of Geology*, **104**(2):185–195. <https://doi.org/10.1086/629813>
- Townsend K.J., Miller C.F., D’Andrea J.L., Ayers J.C., Harrison T.M., Coath C.D. 2001. Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: Geochronological implications. *Chemical Geology*, **172**(1–2):95–112. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00238-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00238-2)
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**(2):165–193. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00074-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00074-6)

Vasquez M.L. & Lafon J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas– Estados do Amapá e Pará, Brasil. *In*: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais*[...], Belém.

Vianna S.Q., Lafon J.M., Milhomem Neto J.M., Silva D.P.B., Barros C.E.M. 2020. U–Pb geochronology, Nd–Hf isotopes, and geochemistry of Rhyacian granitoids from the Paleoproterozoic Lourenço domain (Brazil), southeastern Guiana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**(May). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102937>

Vlach S.R.F. 2010. Th–U–Pb_T Dating by Electron Probe Microanalysis, Part I. Monazite: Analytical Procedures and Data Treatment. *Geologia USP - Serie Cientifica*, **10**(1):61–85.

Wetherill G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **37**(3):320–326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>

Williams I.S., Buick I.S., Cartwright I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia*. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**:29–47.

Wu Y., Wang H., Gao S., Hu Z., Liu X., Gong H. 2014. LA-ICP-MS monazite U–Pb age and trace element constraints on the granulite-facies metamorphism in the Tongbai orogen, central China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **82**:90–102. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2013.12.016>

Xie L., Evans N.J., Yang J. 2018. U – Th – Pb geochronology and simultaneous. 1600–1615. <https://doi.org/10.1039/c8ja00157j>

Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à Petrologia Metamórfica* (2nd ed.). Brasília, Ed. Unb. 340 p.

Zhu X.K. & O'Nions R.K. 1999. Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**:209–220.

Zhu X.K., O'Nions R.K., Gibb A.J. 1998. SIMS analysis of U–Pb isotopes in monazite: matrix effects. *Chemical Geology*, **144**:305–312. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00140-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00140-X)

APÊNDICE A

Tabela Suplementar 1.....90

Tabela Suplementar 2.....96

Tabela Suplementar 3.....105

Tabela Suplementar 4.....110

Tabela Suplementar 5.....112

Tabela Suplementar 6.....116

Tabela Suplementar 7.....118

Tabela Suplementar 1 – Dados isotópicos U-Pb da monazita de referência Bananeira por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso.

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
BAN 06	0.0015	1183	46864	3445	13.60	0.65	3.58	0.08	2.52	0.70	0.06	2.54	500.4	12.6	505.8	18.1	530.1	13.5	94.4
BAN 07	0.0016	1225	47647	3516	13.55	0.66	3.53	0.08	2.47	0.70	0.06	2.53	510.9	12.6	513.4	18.1	524.3	13.3	97.5
BAN 08	0.0020	1173	45868	3372	13.60	0.67	3.51	0.08	2.44	0.70	0.06	2.52	518.9	12.7	520.8	18.3	529.3	13.3	98.0
BAN 09	0.0019	1178	46566	3388	13.74	0.65	3.59	0.08	2.49	0.69	0.06	2.58	507.4	12.6	508.2	18.2	512.1	13.2	99.1
BAN 10	0.0016	1199	47291	3441	13.75	0.66	3.54	0.08	2.48	0.70	0.06	2.52	508.5	12.6	513.2	18.2	534.2	13.5	95.2
BAN 11	0.0014	1246	49806	3641	13.68	0.66	3.56	0.08	2.50	0.70	0.06	2.53	506.4	12.7	512.1	18.2	537.8	13.6	94.2
BAN 12	0.0014	1245	50640	3694	13.71	0.65	3.57	0.08	2.52	0.71	0.06	2.53	503.5	12.7	509.7	18.2	537.4	13.6	93.7
BAN 13	0.0015	1313	52492	3794	13.84	0.65	3.56	0.08	2.50	0.70	0.06	2.53	505.7	12.6	511.3	18.2	536.4	13.6	94.3
BAN 14	0.0014	1371	56458	4079	13.84	0.65	3.56	0.08	2.53	0.71	0.06	2.51	500.1	12.7	506.7	18.1	537.0	13.5	93.1
BAN 15	0.0015	1402	55173	4010	13.76	0.66	3.52	0.08	2.46	0.70	0.06	2.52	513.9	12.6	517.3	18.2	532.2	13.4	96.6
BAN 26	0.0015	311	12146	928	13.09	0.67	1.62	0.08	1.06	0.65	0.06	1.23	518.2	5.5	518.2	8.4	518.1	6.4	100.0
BAN 27	0.0015	296	11905	915	13.00	0.65	1.68	0.08	1.11	0.66	0.06	1.25	505.0	5.6	508.2	8.5	522.4	6.6	96.7
BAN 28	0.0014	309	12493	966	12.93	0.65	1.67	0.08	1.12	0.67	0.06	1.24	500.9	5.6	505.8	8.5	528.1	6.6	94.9

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^e (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
BAN 29	0.0015	297	12022	925	13.00	0.64	1.68	0.08	1.11	0.66	0.06	1.27	500.9	5.6	505.0	8.5	523.8	6.6	95.6
BAN 30	0.0015	275	11284	862	13.09	0.64	1.73	0.08	1.12	0.65	0.06	1.31	501.4	5.6	505.2	8.7	522.0	6.8	96.1
BAN 31	0.0015	279	11681	893	13.08	0.65	1.66	0.08	1.12	0.67	0.06	1.23	504.7	5.6	508.6	8.5	526.3	6.5	95.9
BAN 32	0.0019	295	11810	905	13.05	0.65	1.68	0.08	1.10	0.66	0.06	1.26	506.2	5.6	509.1	8.5	521.8	6.6	97.0
BAN 33	0.0015	283	11134	851	13.09	0.67	1.65	0.08	1.07	0.65	0.06	1.25	518.2	5.6	518.9	8.6	522.3	6.6	99.2
BAN 34	0.0016	288	11697	896	13.05	0.65	1.68	0.08	1.10	0.66	0.06	1.27	507.9	5.6	511.1	8.6	525.5	6.7	96.6
BAN 35	0.0016	285	12004	921	13.04	0.64	1.69	0.08	1.14	0.67	0.06	1.25	496.5	5.6	501.0	8.5	521.2	6.5	95.3
BANA 01	0.0014	1926	134845	2612	51.62	0.65	2.64	0.08	1.68	0.64	0.06	2.03	499.8	8.4	507.5	13.4	542.1	11.0	92.2
BANA 02	0.0015	2000	144853	2819	51.39	0.64	2.65	0.08	1.70	0.64	0.06	2.04	496.8	8.4	505.1	13.4	543.0	11.1	91.5
BANA 03	0.0015	2280	151710	3106	48.85	0.66	2.62	0.08	1.64	0.63	0.06	2.04	507.4	8.3	512.9	13.4	537.2	10.9	94.5
BANA 04	0.0014	2138	146076	3075	47.50	0.65	2.68	0.08	1.71	0.64	0.06	2.06	499.7	8.5	507.4	13.6	542.4	11.2	92.1
BANA 05	0.0014	2289	153325	3228	47.50	0.64	2.68	0.08	1.72	0.64	0.06	2.06	497.4	8.6	501.9	13.5	522.1	10.8	95.3
BANA 06	0.0016	2139	144277	2926	49.30	0.64	2.67	0.08	1.71	0.64	0.06	2.05	501.9	8.6	505.0	13.5	519.3	10.6	96.6
BANA 07	0.0015	2097	143021	2905	49.23	0.64	2.67	0.08	1.69	0.63	0.06	2.06	498.1	8.4	501.5	13.4	517.3	10.7	96.3

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^c (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
BANA 08	0.0016	2112	143042	2891	49.48	0.64	2.65	0.08	1.68	0.63	0.06	2.05	500.2	8.4	503.5	13.3	518.6	10.6	96.4
BANA 09	0.0015	2005	139921	2875	48.68	0.64	2.72	0.08	1.74	0.64	0.06	2.09	500.5	8.7	504.5	13.7	522.5	10.9	95.8
BANA 10	0.0016	2215	155849	3162	49.28	0.64	2.70	0.08	1.72	0.64	0.06	2.08	499.7	8.6	502.2	13.6	513.8	10.7	97.2
BANB 01	0.0016	1573	88214	2275	38.77	0.67	2.57	0.08	1.56	0.61	0.06	2.04	524.4	8.2	520.5	13.4	503.0	10.3	104.3
BANB 02	0.0017	1768	99274	2629	37.76	0.65	2.61	0.08	1.61	0.62	0.06	2.05	510.8	8.2	509.7	13.3	504.4	10.4	101.3
BANB 03	0.0016	1944	102893	3043	33.81	0.63	2.64	0.08	1.64	0.62	0.06	2.07	496.7	8.1	495.8	13.1	491.6	10.2	101.0
BANB 04	0.0018	1746	92900	2609	35.60	0.65	2.79	0.08	1.62	0.58	0.06	2.27	510.2	8.2	508.9	14.2	503.0	11.4	101.4
BANB 05	0.0017	1659	89133	2498	35.68	0.65	2.78	0.08	1.61	0.58	0.06	2.26	508.9	8.2	507.8	14.1	503.0	11.4	101.2
BANB 06	0.0015	1681	93431	2538	36.82	0.63	2.77	0.08	1.68	0.61	0.06	2.20	497.0	8.4	497.4	13.8	499.5	11.0	99.5
BANB 07	0.0014	1540	85067	2314	36.76	0.63	2.86	0.08	1.70	0.60	0.06	2.30	495.6	8.4	497.1	14.2	504.2	11.6	98.3
BANB 08	0.0021	1614	90252	2457	36.73	0.63	2.69	0.08	1.71	0.64	0.06	2.07	496.0	8.5	499.0	13.4	512.9	10.6	96.7
BANB 09	0.0016	1508	84101	2301	36.56	0.63	2.67	0.08	1.73	0.65	0.06	2.04	496.9	8.6	498.2	13.3	504.1	10.3	98.6
BANB 10	0.0016	1461	79045	2205	35.85	0.64	2.87	0.08	1.65	0.57	0.06	2.35	503.7	8.3	503.4	14.5	502.2	11.8	100.3
BANC 01	0.0019	1605	120210	2106	57.09	0.68	2.88	0.08	1.87	0.65	0.06	2.19	519.8	9.7	524.3	15.1	544.2	11.9	95.5

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb^b (ppm)	Th^b (ppm)	U^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^e (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
BANC 02	0.0019	1714	136675	2410	56.71	0.66	2.91	0.08	1.92	0.66	0.06	2.18	509.1	9.8	517.0	15.0	551.6	12.0	92.3
BANC 03	0.0018	2003	145890	2760	52.86	0.67	2.91	0.08	1.93	0.66	0.06	2.19	513.3	9.9	517.7	15.1	537.5	11.8	95.5
BANC 04	0.0017	1861	141063	2644	53.36	0.64	2.97	0.08	2.00	0.67	0.06	2.20	494.1	9.9	502.0	14.9	538.5	11.8	91.7
BANC 05	0.0017	1814	133837	2456	54.49	0.64	2.97	0.08	1.99	0.67	0.06	2.21	495.7	9.9	502.6	14.9	534.1	11.8	92.8
BANC 06	0.0016	1949	146102	2642	55.30	0.65	2.97	0.08	1.96	0.66	0.06	2.22	498.4	9.8	507.1	15.0	546.6	12.2	91.2
BANC 07	0.0015	2010	145225	2701	53.77	0.66	2.94	0.08	1.91	0.65	0.06	2.23	507.7	9.7	514.4	15.1	544.4	12.1	93.3
BANC 08	0.0015	1907	137031	2589	52.92	0.65	3.05	0.08	1.97	0.64	0.06	2.33	497.9	9.8	506.1	15.4	543.1	12.7	91.7
BANC 09	0.0014	1779	132736	2462	53.92	0.64	3.05	0.08	1.99	0.65	0.06	2.31	494.7	9.8	502.9	15.3	540.4	12.5	91.6
BANC 10	0.0016	1824	133513	2464	54.18	0.65	2.98	0.08	1.97	0.66	0.06	2.24	499.8	9.8	506.7	15.1	538.0	12.1	92.9
BANA 01	0.0077	418	24931	777	32.09	0.65	2.49	0.08	1.58	0.63	0.06	1.93	505.7	8.0	507.9	12.6	517.8	10.0	97.7
BANA 02	0.0015	459	26171	739	35.41	0.66	2.44	0.08	1.54	0.63	0.06	1.90	511.9	7.9	513.3	12.5	519.6	9.9	98.5
BANA 03	0.0027	497	27743	806	34.43	0.66	2.42	0.08	1.50	0.62	0.06	1.90	514.6	7.7	515.8	12.5	521.4	9.9	98.7
BANA 04	0.0033	528	30000	867	34.60	0.66	2.43	0.08	1.51	0.62	0.06	1.90	511.1	7.7	512.6	12.5	519.3	9.9	98.4
BANA 05	0.0040	533	28150	834	33.74	0.64	2.43	0.08	1.50	0.62	0.06	1.91	502.3	7.5	504.7	12.3	515.6	9.9	97.4

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
BANA 06	0.0031	512	28360	823	54.18	0.66	2.39	0.08	1.45	0.61	0.06	1.90	513.0	7.4	513.9	12.3	517.6	9.8	99.1
BANA 07	0.0015	540	30124	885	34.05	0.66	2.44	0.08	1.49	0.61	0.06	1.93	512.9	7.7	513.9	12.5	518.3	10.0	99.0
BANA 08	0.0016	522	28886	852	33.92	0.66	2.43	0.08	1.49	0.61	0.06	1.91	511.9	7.6	514.0	12.5	523.1	10.0	97.9
BANA 09	0.0028	512	28291	826	34.26	0.65	2.41	0.08	1.49	0.62	0.06	1.89	502.2	7.5	507.1	12.2	529.5	10.0	94.8
BANB 01	0.0018	339	15948	620	25.72	0.66	2.44	0.08	1.57	0.64	0.06	1.88	515.4	8.1	515.5	12.6	516.1	9.7	99.9
BANB 02	0.0015	370	17539	715	24.51	0.66	2.47	0.08	1.64	0.66	0.06	1.85	509.2	8.3	512.2	12.6	525.8	9.7	96.8
BANB 03	0.0014	427	19203	802	54.18	0.65	2.45	0.08	1.61	0.66	0.06	1.84	503.8	8.1	510.3	12.5	539.8	9.9	93.3
BANB 04	0.0015	448	19767	833	23.73	0.65	2.52	0.08	1.66	0.66	0.06	1.90	506.2	8.4	508.5	12.8	518.8	9.9	97.6
BANB 05	0.0015	449	19942	844	23.63	0.65	2.46	0.08	1.64	0.67	0.06	1.84	504.5	8.3	508.6	12.5	527.5	9.7	95.6
BANB 06	0.0016	457	20730	866	23.93	0.65	2.46	0.08	1.63	0.66	0.06	1.85	508.0	8.3	510.5	12.6	522.1	9.7	97.3
BANB 07	0.0014	413	18824	783	24.03	0.66	2.47	0.08	1.64	0.66	0.06	1.85	511.1	8.4	513.1	12.7	522.0	9.7	97.9
BANB 08	0.0016	413	18697	778	24.03	0.66	2.53	0.08	1.68	0.66	0.06	1.89	511.4	8.6	512.8	13.0	519.2	9.8	98.5
BANB 09	0.0016	443	19831	841	23.58	0.66	2.53	0.08	1.73	0.68	0.06	1.85	514.2	8.9	515.0	13.0	518.4	9.6	99.2
BANB 10	0.0014	464	20913	886	23.61	0.66	2.47	0.08	1.64	0.66	0.06	1.84	513.5	8.4	514.0	12.7	516.3	9.5	99.5

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^e (%) (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)
BANC 16	0.0017	461	19815	876	22.61	0.65	2.55	0.08	1.61	0.63	0.06	1.98	510.4	8.2	510.8	13.0	512.9	10.2	99.5
BANC 17	0.0014	492	21054	941	22.38	0.65	2.62	0.08	1.71	0.66	0.06	1.98	506.4	8.7	508.2	13.3	516.6	10.2	98.0
BANC 18	0.0015	522	21985	1024	21.47	0.65	2.60	0.08	1.66	0.64	0.06	2.00	506.3	8.4	505.8	13.2	503.5	10.1	100.6
BANC 19	0.0013	407	17623	801	22.00	0.65	2.56	0.08	1.62	0.63	0.06	1.98	502.7	8.1	506.1	13.0	521.4	10.3	96.4
BANC 20	0.0015	452	19541	884	22.11	0.65	2.54	0.08	1.61	0.63	0.06	1.97	501.2	8.1	505.6	12.8	525.3	10.3	95.4
BANC 21	0.0022	484	20767	939	22.12	0.64	2.61	0.08	1.70	0.65	0.06	1.98	503.5	8.6	505.2	13.2	513.0	10.1	98.1
BANC 22	0.0015	430	18382	829	22.19	0.64	2.65	0.08	1.70	0.64	0.06	2.03	501.3	8.5	503.9	13.4	515.6	10.5	97.2
BANC 23	0.0016	331	13581	622	21.83	0.64	2.70	0.08	1.82	0.67	0.06	2.00	501.2	9.13	504.8	13.7	521.1	10.4	96.2

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto da monazita analisada, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^t_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

^b Concentrações de Pb, Th e U (ppm) e razão Th/U calculadas com base na monazita Diamantina;

^c Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass bias*) por normalização a monazita Diamantina e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* 2016;

Em megrito estão os pontos com concordância até 1%.

Tabela Suplementar 2 – Dados isotópicos U-Pb da monazita de referência Diamantina por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso.

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^e (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIA 01	0.0035	128	4801	428	11.31	0.62	2.58	0.08	1.44	0.56	0.06	2.14	494.4	7.1	490.1	12.6	470.0	10.0	105.2
DIA 02	0.0040	112	4163	437	9.59	0.60	2.62	0.08	1.45	0.55	0.06	2.18	483.3	7.0	476.2	12.5	441.8	9.6	109.4
DIA 03	0.0043	113	4242	440	9.71	0.60	2.60	0.08	1.43	0.55	0.06	2.17	483.4	6.9	475.6	12.4	438.6	9.5	110.2
DIA 04	0.0043	114	4242	409	10.45	0.61	2.64	0.08	1.42	0.54	0.06	2.23	493.3	7.0	484.6	12.8	443.8	9.9	111.1
DIA 05	0.0044	103	4059	369	11.09	0.59	2.65	0.08	1.45	0.55	0.06	2.21	479.4	6.9	472.9	12.5	441.6	9.8	108.5
DIA 06	0.0029	115	4516	383	11.88	0.61	2.62	0.08	1.45	0.55	0.06	2.19	486.2	7.0	481.8	12.6	461.2	10.1	105.4
DIA 07	0.0029	115	4285	380	11.36	0.63	2.59	0.08	1.44	0.55	0.06	2.16	497.7	7.2	495.7	12.9	486.3	10.5	102.3
DIA 08	0.0034	110	4288	363	11.91	0.61	2.60	0.08	1.43	0.55	0.06	2.17	484.1	6.9	482.4	12.6	474.2	10.3	102.1
DIA 09	0.0033	102	3966	337	11.85	0.63	2.63	0.08	1.47	0.56	0.06	2.18	495.2	7.3	493.9	13.0	488.0	10.7	101.5
DIA 10	0.0039	110	4228	369	11.55	0.60	2.70	0.08	1.46	0.54	0.05	2.27	491.0	7.2	477.3	12.9	411.8	9.3	119.2
DIA 11	0.0027	604	22827	1912.0	12.03	0.60	2.90	0.08	1.39	0.48	0.06	2.54	484.9	6.7	479.0	13.9	451.1	11.5	107.5
DIA 12	0.0032	570	21396	1735.7	12.42	0.62	2.90	0.08	1.37	0.47	0.06	2.56	498.2	6.8	487.7	14.1	438.8	11.2	113.5
DIA 13	0.0029	534	18669	1846.3	10.18	0.61	2.90	0.08	1.37	0.47	0.06	2.55	489.4	6.7	480.9	13.9	440.3	11.2	111.2

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^e (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIA 14	0.0032	545	20151	1661.9	12.21	0.60	2.91	0.08	1.37	0.47	0.06	2.57	489.1	6.7	479.6	14.0	434.2	11.2	112.7
DIA 15	0.0037	585	22151	1725.7	12.93	0.60	2.90	0.08	1.33	0.46	0.06	2.58	493.1	6.5	480.4	14.0	420.2	10.9	117.3
DIA 16	0.0024	556	21275	1773.4	12.08	0.61	2.88	0.08	1.37	0.47	0.06	2.54	487.9	6.7	482.6	13.9	457.8	11.6	106.6
DIA 17	0.0027	486	17952	1702.7	10.62	0.61	2.89	0.08	1.36	0.47	0.06	2.55	487.1	6.6	480.7	13.9	450.0	11.5	108.3
DIA 18	0.0026	520	18891	1686.9	11.28	0.61	2.88	0.08	1.34	0.46	0.06	2.55	494.1	6.6	486.5	14.0	451.2	11.5	109.5
DIA 19	0.0029	470	17085	1572.3	10.95	0.61	2.88	0.08	1.34	0.47	0.06	2.55	493.1	6.6	485.0	14.0	447.2	11.4	110.2
DIA 20	0.0028	417	14933	1523.9	9.87	0.62	2.88	0.08	1.33	0.46	0.06	2.56	500.0	6.7	490.4	14.1	446.1	11.4	112.1
DIA 21	0.0017	107	4075	380.4	10.79	0.62	2.23	0.08	0.98	0.44	0.06	2.01	490.3	4.8	488.7	10.9	481.1	9.7	101.9
DIA 22	0.0011	95	3631	371.6	9.84	0.61	2.24	0.08	1.02	0.46	0.06	1.99	479.2	4.9	481.4	10.8	491.9	9.8	97.4
DIA 23	0.0009	110	4287	375.1	11.51	0.61	2.27	0.08	1.08	0.47	0.06	2.00	481.0	5.2	482.6	11.0	490.0	9.8	98.2
DIA 24	0.0011	97	3723	372.7	10.06	0.61	2.26	0.08	1.02	0.45	0.06	2.01	481.2	4.9	482.3	10.9	487.7	9.8	98.7
DIA 25	0.0012	98	3702	368.5	10.12	0.61	2.25	0.08	0.99	0.44	0.06	2.02	487.6	4.8	483.6	10.9	464.7	9.4	104.9
DIA 26	0.0037	111	4357	368.7	11.90	0.60	2.33	0.08	1.04	0.45	0.06	2.08	480.0	5.0	476.8	11.1	461.8	9.6	103.9
DIA 27	0.0042	111	4347	361.9	12.10	0.60	2.36	0.08	1.06	0.45	0.06	2.10	480.2	5.1	475.1	11.2	450.4	9.5	106.6

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^c (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIA 28	0.0038	104	4036	351.5	11.57	0.60	2.37	0.08	1.05	0.44	0.06	2.12	480.3	5.1	474.5	11.2	446.7	9.5	107.5
DIA 29	0.0034	103	3942	359.9	11.03	0.60	2.34	0.08	1.11	0.47	0.06	2.06	481.4	5.3	476.2	11.2	451.2	9.3	106.7
DIA 30	0.0032	102	3792	370.5	10.31	0.62	2.38	0.08	1.01	0.43	0.06	2.15	494.0	5.0	486.8	11.6	452.8	9.7	109.1
DIA 01	0.0017	93	1365	969	1.42	0.62	2.21	0.08	1.22	0.55	0.06	1.84	500.6	6.1	491.9	10.9	451.3	8.3	110.9
DIA 02	0.0019	77	1188	819	1.46	0.62	2.27	0.08	1.22	0.54	0.06	1.92	498.0	6.1	489.9	11.1	452.2	8.7	110.1
DIA 03	0.0021	65	833	755	1.11	0.62	2.28	0.08	1.22	0.53	0.06	1.92	497.9	6.1	490.0	11.1	453.0	8.7	109.9
DIA 04	0.0017	73	1158	783	1.49	0.63	2.30	0.08	1.23	0.53	0.06	1.94	501.5	6.2	496.5	11.4	473.3	9.2	105.9
DIA 05	0.0021	63	930	743	1.26	0.62	2.30	0.08	1.26	0.55	0.06	1.93	498.2	6.3	491.7	11.3	461.8	8.9	107.9
DIA 08	0.0018	48	742	501	1.49	0.63	2.37	0.08	1.26	0.53	0.06	2.00	504.3	6.4	495.4	11.7	454.7	9.1	110.9
DIA 09	0.0012	69	1059	731	1.46	0.62	2.28	0.08	1.27	0.56	0.06	1.90	499.8	6.3	492.1	11.2	456.4	8.7	109.5
DIA 11	0.0025	72	867	804	1.09	0.62	2.34	0.08	1.25	0.53	0.06	1.98	497.0	6.2	491.7	11.5	467.0	9.2	106.4
DIA 12	0.0028	62	555	752	0.74	0.63	2.37	0.08	1.26	0.53	0.06	2.01	496.6	6.2	493.0	11.7	476.4	9.6	104.2
DIA 13	0.0030	57	484	719	0.68	0.63	2.39	0.08	1.21	0.51	0.06	2.06	498.0	6.0	493.6	11.8	473.2	9.7	105.2
DIA 14	0.0029	53	468	659	0.71	0.62	2.40	0.08	1.22	0.51	0.06	2.07	497.2	6.1	492.5	11.8	470.7	9.7	105.6

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^c (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIA 15	0.0017	62	715	715	1.01	0.62	2.43	0.08	1.28	0.53	0.06	2.07	495.5	6.4	491.1	12.0	470.8	9.7	105.2
DIA 16	0.0016	58	672	728	0.93	0.62	2.37	0.08	1.21	0.51	0.06	2.03	488.1	5.9	488.5	11.6	490.5	10.0	99.5
DIA 17	0.0013	64	826	747	1.11	0.62	2.36	0.08	1.21	0.51	0.06	2.03	493.9	6.0	491.4	11.6	479.7	9.7	103.0
DIA 18	0.0019	65	940	706	1.34	0.62	2.34	0.08	1.21	0.52	0.06	2.00	496.7	6.0	491.9	11.5	469.7	9.4	105.7
DIA 19	0.0013	63	951	706	1.36	0.62	2.40	0.08	1.26	0.52	0.06	2.05	491.8	6.2	488.5	11.7	473.2	9.7	103.9
DIA 20	0.0013	65	989	692	1.44	0.62	2.42	0.08	1.25	0.52	0.06	2.08	497.5	6.2	492.9	11.9	471.4	9.8	105.5
DIA 21	0.0006	83	1192	919	1.31	0.62	2.30	0.08	1.25	0.54	0.06	1.93	494.7	6.2	491.2	11.3	474.9	9.2	104.2
DIA 22	0.0008	72	1116	749	1.50	0.63	2.34	0.08	1.27	0.54	0.06	1.96	497.0	6.3	493.0	11.5	474.7	9.3	104.7
DIA 23	0.0010	66	942	726	1.31	0.62	2.30	0.08	1.25	0.55	0.06	1.93	495.3	6.2	491.2	11.3	472.1	9.1	104.9
DIA 24	0.0007	73	1159	754	1.55	0.62	2.34	0.08	1.28	0.55	0.06	1.96	494.7	6.3	492.1	11.5	479.8	9.4	103.1
DIA 25	0.0009	71	1116	754	1.49	0.62	2.39	0.08	1.30	0.54	0.06	2.01	495.0	6.4	491.7	11.8	476.3	9.6	103.9
DIA 26	0.0018	83	1466	819	1.80	0.62	2.31	0.08	1.25	0.54	0.06	1.95	493.5	6.2	490.5	11.4	476.4	9.3	103.6
DIA 27	0.0017	84	1385	852	1.64	0.62	2.34	0.08	1.26	0.54	0.06	1.97	495.7	6.2	492.3	11.5	476.6	9.4	104.0
DIA 28	0.0019	82	1321	841	1.58	0.63	2.29	0.08	1.24	0.54	0.06	1.92	496.4	6.2	493.3	11.3	479.0	9.2	103.6

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb^b (ppm)	Th^b (ppm)	U^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIA 29	0.0014	84	1287	888	1.46	0.62	2.29	0.08	1.23	0.54	0.06	1.93	496.5	6.1	492.5	11.3	473.8	9.1	104.8
DIA 30	0.0020	81	1292	895	1.45	0.61	2.30	0.08	1.29	0.56	0.06	1.91	488.0	6.3	484.7	11.2	468.9	8.9	104.1
DIA 31	0.0034	116	4197	354	11.92	0.62	2.42	0.08	1.23	0.51	0.06	2.08	496.3	6.1	492.4	11.9	474.3	9.9	104.6
DIA 32	0.0045	106	3759	343	11.05	0.62	2.38	0.08	1.14	0.48	0.06	2.09	496.8	5.7	490.8	11.7	463.0	9.7	107.3
DIA 33	0.0049	89	3054	314	9.80	0.62	2.42	0.08	1.25	0.52	0.06	2.07	497.6	6.2	489.5	11.9	451.9	9.4	110.1
DIA 34	0.0014	86	1181	922	1.29	0.62	2.14	0.08	1.03	0.48	0.06	1.87	497.1	5.1	492.3	10.5	470.2	8.8	105.7
DIA 35	0.0012	85	1178	909	1.31	0.63	2.13	0.08	1.01	0.47	0.06	1.87	497.5	5.0	493.3	10.5	474.0	8.9	105.0
DIA 36	0.0020	76	1380	741	1.88	0.62	2.14	0.08	1.03	0.48	0.06	1.88	495.9	5.1	491.8	10.5	472.6	8.9	104.9
DIA 37	0.0018	75	1211	710	1.72	0.63	2.16	0.08	1.15	0.53	0.06	1.83	498.1	5.7	493.0	10.6	469.9	8.6	106.0
DIA 38	0.0012	88	1279	908	1.42	0.63	2.05	0.08	0.99	0.49	0.06	1.79	497.8	4.9	493.6	10.1	474.3	8.5	104.9
DIA 39	0.0017	87	1345	880	1.54	0.62	2.15	0.08	1.02	0.47	0.06	1.90	496.9	5.1	490.7	10.6	461.8	8.8	107.6
DIA 40	0.0014	98	1523	1012	1.52	0.62	2.06	0.08	0.99	0.48	0.06	1.81	497.8	4.9	492.1	10.2	465.8	8.4	106.9
DIA 41	0.0040	499	17975	1730	10.47	0.61	2.47	0.08	1.40	0.57	0.06	2.03	491.3	6.9	484.1	11.9	450.3	9.1	109.1
DIA 42	0.0049	535	19929	1667	12.04	0.61	2.44	0.08	1.37	0.56	0.06	2.02	492.7	6.7	484.5	11.8	445.6	9.0	110.6

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	Razões Isotópicas			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	Idades (Ma)		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
								²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)			(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIA 43	0.0052	501	18081	1605	11.35	0.60	2.45	0.08	1.35	0.55	0.06	2.04	490.7	6.6	480.3	11.8	430.9	8.8	113.9
DIA 44	0.0052	508	18332	1650	11.19	0.61	2.43	0.08	1.33	0.55	0.06	2.03	489.2	6.5	480.5	11.7	438.9	8.9	111.5
DIA 45	0.0053	507	18326	1572	11.75	0.61	2.43	0.08	1.33	0.55	0.06	2.03	490.8	6.5	480.5	11.7	431.7	8.8	113.7
DIA 46	0.0043	486	17645	1589	11.19	0.60	2.43	0.08	1.32	0.54	0.06	2.04	487.6	6.4	480.2	11.7	444.9	9.1	109.6
DIA 47	0.0109	267	2504	3039	0.83	0.61	2.47	0.08	1.32	0.54	0.06	2.09	492.6	6.5	485.5	12.0	452.6	9.5	108.8
DIA 48	0.0014	286	2704	3368	0.81	0.61	2.40	0.08	1.35	0.56	0.06	1.98	481.0	6.5	480.5	11.5	478.3	9.5	100.5
DIA 49	0.0014	273	2709	3246	0.84	0.61	2.39	0.08	1.32	0.55	0.06	2.00	486.2	6.4	484.0	11.6	473.8	9.5	102.6
DIA 50	0.0029	267	2539	3179	0.80	0.61	2.41	0.08	1.35	0.56	0.06	1.99	482.6	6.5	480.6	11.6	471.4	9.4	102.4
DIAA 01	0.0027	255	9900	786	12.69	0.61	2.49	0.08	1.81	0.73	0.06	1.71	498.1	9.0	485.5	12.1	426.7	7.3	116.7
DIAA 02	0.0030	222	8374	740	11.39	0.61	2.47	0.08	1.84	0.75	0.06	1.64	494.5	9.1	482.0	11.9	423.1	7.0	116.9
DIAA 03	0.0033	259	9793	883	11.17	0.62	2.45	0.08	1.81	0.74	0.06	1.66	503.3	9.1	488.9	12.0	422.0	7.0	119.3
DIAA 04	0.0031	257	8850	887	10.06	0.61	2.58	0.08	1.91	0.74	0.06	1.74	495.9	9.4	481.5	12.4	413.7	7.2	119.9
DIAA 05	0.0041	228	8533	737	11.67	0.61	2.55	0.08	1.83	0.72	0.05	1.77	497.9	9.1	482.2	12.3	408.5	7.2	121.9
DIAA 06	0.0057	216	7874	670	11.83	0.62	2.52	0.08	1.80	0.71	0.05	1.76	509.3	9.2	489.9	12.3	400.5	7.1	127.2

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^c (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIAA 07	0.0043	276	10311	1035	10.04	0.60	2.49	0.08	1.80	0.72	0.06	1.73	489.5	8.8	478.6	11.9	427.1	7.4	114.6
DIAA 08	0.0053	259	9796	986	10.01	0.60	2.50	0.08	1.79	0.72	0.06	1.74	486.6	8.7	474.7	11.9	417.3	7.3	116.6
DIAA 09	0.0060	238	8558	806	10.69	0.62	2.57	0.08	1.81	0.71	0.05	1.81	507.9	9.21	488.8	12.5	400.3	7.3	126.9
DIAA 10	0.0058	215	8010	742	10.88	0.62	2.50	0.08	1.77	0.71	0.05	1.77	508.9	9.01	489.6	12.3	400.1	7.1	127.2
DIAB 01	0.0256	51	401	576	0.70	0.61	2.67	0.08	1.86	0.70	0.06	1.92	488.8	9.07	486.0	13.0	472.8	9.1	103.4
DIAB 02	0.0009	51	511	650	0.79	0.61	2.45	0.08	1.77	0.72	0.06	1.70	481.2	8.51	482.5	11.8	488.6	8.3	98.5
DIAB 03	0.0005	54	508	712	0.72	0.61	2.44	0.08	1.75	0.72	0.06	1.70	482.9	8.44	484.3	11.8	491.2	8.4	98.3
DIAB 04	0.0010	55	497	696	0.72	0.62	2.40	0.08	1.74	0.73	0.06	1.65	485.7	8.45	487.8	11.7	497.7	8.2	97.6
DIAB 05	0.0010	57	557	723	0.78	0.62	2.37	0.08	1.71	0.72	0.06	1.64	487.1	8.33	488.1	11.6	492.9	8.1	98.8
DIAB 06	0.0021	55	571	698	0.82	0.61	2.38	0.08	1.74	0.73	0.06	1.63	483.1	8.41	480.5	11.5	468.5	7.6	103.1
DIAB 07	0.0029	53	552	658	0.84	0.60	2.50	0.08	1.80	0.72	0.06	1.74	482.8	8.68	479.5	12.0	464.0	8.1	104.1
DIAB 08	0.0023	54	552	680	0.82	0.60	2.47	0.08	1.72	0.70	0.06	1.77	485.4	8.35	476.2	11.7	432.3	7.6	112.3
DIAB 09	0.0019	56	582	737	0.80	0.60	2.40	0.08	1.69	0.70	0.06	1.70	481.1	8.11	474.3	11.4	441.9	7.5	108.9
DIAB 10	0.0023	56	577	702	0.83	0.60	2.54	0.08	1.77	0.70	0.06	1.82	480.8	8.52	477.5	12.1	461.7	8.4	104.1

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^e (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIAC 01	0.0014	44	820	419	1.97	0.61	2.73	0.08	1.84	0.68	0.06	2.01	499.3	9.20	485.3	13.2	419.7	8.5	119.0
DIAC 02	0.0021	183	3521	1745	2.03	0.62	2.31	0.08	1.69	0.73	0.06	1.57	500.3	8.47	487.5	11.3	427.4	6.7	117.1
DIAC 03	0.0025	170	3042	1702	1.80	0.62	2.34	0.08	1.71	0.73	0.06	1.60	499.4	8.54	489.7	11.5	444.6	7.1	112.3
DIAC 04	0.0052	127	2149	1237	1.75	0.60	2.37	0.08	1.72	0.73	0.05	1.63	490.0	8.43	475.0	11.2	403.0	6.6	121.6
DIAC 05	0.0043	128	1677	1455	1.16	0.60	2.36	0.08	1.74	0.74	0.06	1.59	491.4	8.56	478.0	11.3	413.9	6.6	118.7
DIAC 06	0.0031	138	2342	1433	1.65	0.60	2.36	0.08	1.71	0.72	0.06	1.64	491.3	8.38	477.9	11.3	414.1	6.8	118.6
DIAC 07	0.0032	126	1870	1339	1.41	0.61	2.36	0.08	1.72	0.73	0.06	1.62	494.6	8.49	480.4	11.3	413.1	6.7	119.7
DIAC 08	0.0036	118	1569	1265	1.25	0.60	3.10	0.08	2.62	0.84	0.05	1.66	495.8	12.98	479.3	14.9	401.2	6.7	123.6
DIAC 09	0.0046	101	1239	1152	1.08	0.61	2.37	0.08	1.72	0.72	0.05	1.64	498.0	8.55	480.5	11.4	397.8	6.5	125.2
DIAC 10	0.0047	98	1215	1086	1.13	0.61	2.34	0.08	1.66	0.71	0.05	1.65	503.1	8.37	483.4	11.3	390.9	6.4	128.7
DIAB 01	0.0030	270	2029	3212	0.64	0.63	2.47	0.08	1.35	0.55	0.06	2.07	506.8	6.84	493.6	12.2	432.9	9.0	117.1
DIAB 02	0.0024	314	2621	3058	0.86	0.63	2.42	0.08	1.31	0.54	0.06	2.04	504.9	6.63	495.4	12.0	451.9	9.2	111.7
DIAB 03	0.0032	356	5099	3397	1.51	0.62	2.50	0.08	1.43	0.57	0.06	2.05	498.6	7.11	487.4	12.2	435.0	8.9	114.6
DIAB 04	0.0026	287	2897	3637	0.80	0.60	2.46	0.08	1.36	0.55	0.06	2.06	479.8	6.53	476.2	11.7	459.0	9.4	104.5

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^e (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
DIAA 01	0.0101	341	10960	1046	10.56	0.60	2.69	0.08	1.44	0.54	0.05	2.27	493.8	7.13	478.4	12.9	405.6	9.2	121.7
DIAA 02	0.0065	385	11293	1277	8.90	0.58	2.70	0.08	1.64	0.61	0.05	2.15	480.2	7.86	464.7	12.5	389.0	8.4	123.4
DIAA 03	0.0067	405	12814	1301	9.92	0.59	2.53	0.08	1.42	0.56	0.05	2.10	485.8	6.90	469.3	11.9	389.7	8.2	124.7
DIAC 01	0.0040	147	2049	1341	1.54	0.61	2.55	0.08	1.36	0.53	0.05	2.16	502.2	6.84	483.9	12.3	398.3	8.6	126.1
DIAC 02	0.0040	137	2033	1301	1.57	0.62	2.46	0.08	1.29	0.53	0.06	2.09	506.1	6.55	489.6	12.1	413.1	8.7	122.5
DIAC 03	0.0045	160	2027	1453	1.41	0.61	2.54	0.08	1.36	0.53	0.05	2.15	504.1	6.83	486.4	12.4	403.8	8.7	124.8

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto da monazita analisada, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

^b Concentrações de Pb, Th e U (ppm) e razão Th/U calculadas com base na monazita Bananeira;

^c Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass bias*) por normalização a monazita Bananeira e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* 2016;

Em megrito estão os pontos com cordância até 1%.

Tabela Suplementar 3 – Dados isotópicos U-Pb da monazita Xambioá por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso.

Spot	f206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^e (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
XAMBA 01	0.0058	265	11650	172	68.20	0.64	3.03	0.08	1.95	0.64	0.06	2.32	512.1	10.0	499.2	15.1	440.7	10.2	116.2
XAMBA 02	0.0083	270	12079	184	65.98	0.63	3.00	0.08	1.79	0.60	0.06	2.41	509.7	9.1	495.3	14.9	429.1	10.3	118.8
XAMBA 03	0.0068	311	13771	216	64.14	0.63	3.12	0.08	1.53	0.49	0.06	2.72	513.5	7.9	498.1	15.5	427.9	11.6	120.0
XAMBA 04	0.0085	324	14007	216	65.41	0.63	3.26	0.08	1.71	0.53	0.06	2.78	509.8	8.7	495.2	16.2	428.3	11.9	119.0
XAMBA 05	0.0064	351	14554	234	62.65	0.63	2.93	0.08	1.66	0.57	0.06	2.42	511.5	8.5	498.8	14.6	441.0	10.7	116.0
XAMBA 06	0.0037	962	42796	633	68.07	0.64	2.49	0.08	1.32	0.53	0.06	2.12	511.3	6.8	500.6	12.5	451.7	9.6	113.2
XAMBA 07	0.0036	1039	46185	660	70.49	0.63	2.55	0.08	1.41	0.55	0.06	2.12	509.2	7.2	496.8	12.6	439.9	9.3	115.8
XAMBA 08	0.0030	1069	46278	676	68.98	0.63	2.50	0.08	1.35	0.54	0.06	2.10	511.7	6.9	497.9	12.4	434.6	9.1	117.7
XAMBA 09	0.0040	1136	49871	709	70.87	0.64	2.42	0.08	1.32	0.55	0.06	2.02	509.4	6.7	499.5	12.1	454.6	9.2	112.0
XAMBA 10	0.0048	1171	48841	718	68.56	0.63	2.48	0.08	1.35	0.54	0.06	2.08	512.4	6.9	497.9	12.4	431.9	9.0	118.6
XAMBB 01	0.0021	486	22295	179	125.13	0.66	3.33	0.09	1.71	0.51	0.06	2.86	526.0	9.0	512.2	17.1	451.0	12.9	116.6
XAMBB 02	0.0030	572	26245	222	119.28	0.65	3.82	0.08	1.86	0.49	0.06	3.33	521.0	9.7	508.8	19.4	454.4	15.1	114.7
XAMBB 03	0.0028	631	26850	234	115.54	0.66	3.48	0.09	1.65	0.47	0.06	3.07	527.8	8.7	513.5	17.9	450.7	13.8	117.1

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	Razões Isotópicas			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	Idades (Ma)		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	Conc. ^e (%)	
								²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)			(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)	
XAMBB 04	0.0029	614	27176	235	116.37	0.64	3.36	0.08	1.52	0.45	0.06	2.99	513.3	7.8	501.5	16.8	448.4	13.4	114.5	
XAMBB 05	0.0031	632	28329	248	114.86	0.64	3.31	0.08	1.52	0.46	0.06	2.94	511.5	7.8	504.2	16.7	471.4	13.9	108.5	
XAMBB 06	0.0033	1849	83116	697	120.10	0.65	2.67	0.09	1.25	0.47	0.06	2.36	526.2	6.6	506.4	13.5	417.9	9.9	125.9	
XAMBB 07	0.0027	1836	83133	705	118.84	0.65	2.66	0.08	1.26	0.47	0.06	2.35	516.5	6.5	505.8	13.5	457.7	10.7	112.8	
XAMBB 08	0.0027	1875	81904	708	116.54	0.64	2.68	0.08	1.27	0.48	0.06	2.35	519.9	6.6	504.5	13.5	435.0	10.2	119.5	
XAMBB 09	0.0030	1909	88377	743	119.83	0.65	2.63	0.08	1.17	0.45	0.06	2.35	522.9	6.1	506.0	13.3	430.4	10.1	121.5	
XAMBB 10	0.0030	1963	86006	755	114.74	0.64	2.67	0.08	1.26	0.47	0.05	2.35	519.7	6.6	500.2	13.3	412.1	9.7	126.1	
XAMBC 01	0.0065	208	9229	149	62.35	0.64	3.84	0.08	2.39	0.62	0.06	3.00	518.4	12.4	500.1	19.2	417.5	12.5	124.1	
XAMBC 02	0.0046	228	10401	163	64.43	0.63	3.67	0.08	2.33	0.63	0.06	2.84	511.5	11.9	494.8	18.2	418.7	11.9	122.2	
XAMBC 03	0.0050	248	10581	173	61.65	0.64	3.51	0.08	2.05	0.58	0.06	2.85	516.7	10.6	499.9	17.6	423.9	12.1	121.9	
XAMBC 04	0.0041	269	11857	178	67.12	0.64	3.30	0.08	1.75	0.53	0.06	2.80	519.8	9.1	505.2	16.7	439.6	12.3	118.2	
XAMBC 05	0.0034	896	39815	564	71.16	0.64	2.59	0.08	1.38	0.53	0.06	2.20	516.5	7.1	501.5	13.0	433.2	9.5	119.2	
XAMBC 06	0.0093	969	43753	596	73.93	0.63	2.60	0.08	1.36	0.52	0.06	2.22	511.3	6.9	493.8	12.8	413.6	9.2	123.6	
XAMBC 07	0.0047	862	38020	591	64.78	0.63	2.48	0.08	1.28	0.52	0.06	2.12	514.7	6.6	496.4	12.3	412.8	8.8	124.7	

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	Razões Isotópicas			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	Idades (Ma)		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	Conc. ^e (%)	
								²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)			(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)	
XAMBC 08	0.0044	814	35829	562	64.17	0.64	2.60	0.08	1.34	0.52	0.06	2.22	517.1	6.9	502.1	13.0	434.3	9.7	119.1	
XAMBD 01	0.0053	578	27275	167	164.12	0.65	2.98	0.08	1.73	0.58	0.06	2.42	512.8	8.9	506.9	15.1	480.1	11.6	106.8	
XAMBD 02	0.0056	672	31727	202	157.85	0.65	3.08	0.08	1.78	0.58	0.06	2.52	514.2	9.2	508.8	15.7	484.4	12.2	106.2	
XAMBD 03	0.0053	739	33821	220	154.70	0.65	2.87	0.08	1.50	0.52	0.06	2.45	513.4	7.7	510.7	14.7	498.6	12.2	103.0	
XAMBD 04	0.0040	781	34886	229	153.34	0.65	3.07	0.08	1.53	0.50	0.06	2.66	511.6	7.8	507.8	15.6	490.4	13.1	104.3	
XAMBD 05	0.0035	766	34637	223	156.38	0.64	2.71	0.08	1.47	0.54	0.06	2.28	508.7	7.5	503.0	13.6	476.9	10.9	106.7	
XAMBD 06	0.0048	2223	105284	643	164.82	0.63	2.39	0.08	1.29	0.54	0.06	2.01	513.5	6.6	496.8	11.9	420.3	8.5	122.2	
XAMBD 07	0.0043	2118	104184	652	161.00	0.63	2.44	0.08	1.26	0.52	0.06	2.08	506.7	6.4	494.6	12.1	439.2	9.2	115.4	
XAMBD 08	0.0041	2387	111283	701	159.84	0.63	2.40	0.08	1.29	0.54	0.06	2.02	513.3	6.6	497.6	12.0	425.8	8.6	120.6	
XAMBD 09	0.0040	2393	114007	723	158.87	0.63	2.34	0.08	1.24	0.53	0.06	1.99	509.8	6.3	495.4	11.6	429.6	8.5	118.7	
XAMBD 10	0.0035	2520	118349	760	156.90	0.63	2.36	0.08	1.30	0.55	0.06	1.97	512.4	6.6	496.1	11.7	421.9	8.3	121.4	
XAMBE 01	0.0056	1695	84057	543	156.01	0.64	2.35	0.09	1.50	0.64	0.05	1.81	529.3	7.9	499.5	11.7	365.5	6.6	144.8	
XAMBE 03	0.0060	1812	84040	589	143.70	0.65	2.23	0.08	1.48	0.66	0.06	1.67	523.8	7.7	505.7	11.3	424.9	7.1	123.3	
XAMBE 05	0.0131	1938	89377	617	145.81	0.63	2.76	0.08	1.89	0.68	0.06	2.01	509.9	9.6	496.5	13.7	435.1	8.8	117.2	

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
XAMBE 10	0.0034	2239	100881	713	142.46	0.63	2.48	0.08	1.78	0.72	0.06	1.73	508.8	9.0	496.8	12.3	442.1	7.7	115.1
XAMBE 12	0.0039	2244	102512	719	143.51	0.63	2.45	0.08	1.67	0.68	0.06	1.80	508.6	8.5	496.8	12.2	443.1	8.0	114.8

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto da monazita analisada, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

^b Concentrações de Pb, Th e U (ppm) e razão Th/U calculadas com base na monazita Bananeira;

^c Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass bias*) por normalização a monazita Bananeira e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* 2016;

Em megrito estão os pontos com cordância até 1%.

Tabela Suplementar 4 – Dados isotópicos U-Pb das monazitas da amostra HP04 (CGTG) por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso.

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP04 A1	0.0004	3640	38420	1479	26.16	6.81	1.35	0.38	0.91	0.67	0.13	1.00	2092.8	19.0	2087.0	28.2	2081.3	17.9	100.6
HP04 A5	0.0007	3603	41920	1552	27.21	6.49	1.23	0.37	0.72	0.59	0.13	1.00	2025.8	14.7	2045.0	25.2	2064.4	17.6	98.1
HP04 A7	0.0004	3992	41895	1548	27.27	6.77	1.25	0.38	0.64	0.51	0.13	1.08	2078.4	13.2	2081.9	26.1	2085.4	19.5	99.7
HP04 A10	0.0004	3479	37466	1256	30.05	6.76	1.18	0.38	0.71	0.60	0.13	0.94	2075.0	14.8	2080.2	24.6	2085.5	16.7	99.5
HP04 B7	0.0003	2978	32041	836	38.61	6.87	1.21	0.38	0.78	0.65	0.13	0.92	2091.8	16.4	2094.8	25.4	2097.8	16.3	99.7
HP04 B11	0.0001	3753	38580	1629	23.85	6.98	1.04	0.39	0.48	0.46	0.13	0.93	2129.4	10.2	2109.5	22.0	2090.1	16.3	101.9
HP04 C5	0.0002	3959	39729	1918	20.86	6.83	1.19	0.38	0.67	0.56	0.13	0.99	2091.7	14.0	2089.2	24.9	2086.7	17.6	100.2
HP04 E1	0.0004	4712	51585	1340	38.79	6.82	1.27	0.38	0.84	0.66	0.13	0.95	2093.5	17.6	2088.8	26.6	2084.3	16.9	100.4
HP04 G1	0.0003	5058	56564	1206	47.23	6.69	1.07	0.38	0.82	0.77	0.13	0.69	2061.6	16.8	2071.0	22.1	2080.3	14.3	99.1
HP04 B11-2	0.0006	5849	60037	1695	35.68	6.85	1.02	0.39	0.55	0.53	0.13	0.87	2102.7	11.5	2092.7	21.4	2082.8	15.0	101.0
HP04 C11	0.0004	5351	55531	1933	28.94	6.54	0.96	0.37	0.60	0.63	0.13	0.75	2030.6	12.3	2051.4	19.7	2072.3	15.5	98.0
HP04 D11	0.0007	4394	47565	1103	43.44	6.62	0.91	0.37	0.58	0.64	0.13	0.70	2049.8	11.9	2061.7	18.8	2073.6	14.5	98.9
HP04 A10-2	0.0005	4688	47396	1475	32.36	6.53	1.04	0.37	0.76	0.74	0.13	0.70	2042.0	15.6	2049.6	21.2	2057.2	14.4	99.3

Spot	f206 ^a	Pb ^b	Th ^b	U ^b	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
		(ppm)	(ppm)	(ppm)		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP04 B10	0.0004	4333	45312	1460	31.26	6.56	1.46	0.37	0.48	0.33	0.13	1.38	2051.0	9.8	2054.0	30.1	2057.1	22.5	99.7
HP04 C10	0.0010	6966	75992	1123	68.14	6.50	0.96	0.37	0.65	0.67	0.13	0.71	2032.8	13.2	2045.9	19.7	2059.1	14.7	98.7
HP04 F9	0.0005	4608	47637	1147	41.83	6.82	0.89	0.39	0.44	0.49	0.13	0.78	2104.4	9.3	2088.7	18.7	2073.2	16.1	101.5
HP04 D8	0.0005	5702	59437	1818	32.93	6.59	0.82	0.38	0.43	0.52	0.13	0.70	2054.9	8.9	2058.4	16.9	2062.0	14.5	99.7
HP04 F8	0.0003	4246	42418	1469	29.09	6.63	1.03	0.38	0.51	0.49	0.13	0.90	2071.4	10.5	2063.9	21.3	2056.4	15.5	100.7
HP04 A5-2	0.0003	5200	54556	1768	31.09	6.62	0.85	0.38	0.43	0.51	0.13	0.73	2053.5	8.8	2061.7	17.5	2070.0	15.1	99.2
HP04 C5-2	0.0001	4764	48583	2046	23.92	6.66	0.86	0.38	0.43	0.50	0.13	0.75	2074.2	8.9	2067.3	17.8	2060.4	15.5	100.7
HP04 C4	0.0005	4565	48694	1098	44.67	6.64	0.83	0.38	0.43	0.52	0.13	0.71	2068.6	9.0	2064.1	17.1	2059.7	14.6	100.4
HP04 G4	0.0002	4195	44435	1515	29.55	6.52	0.87	0.37	0.48	0.56	0.13	0.72	2035.3	9.8	2048.5	17.8	2061.8	14.9	98.7
HP04 D3	0.0002	5996	60439	2510	24.25	6.61	0.87	0.38	0.42	0.48	0.13	0.76	2061.4	8.6	2061.2	18.0	2061.0	15.8	100.0
HP04 C3	0.0005	6548	70649	2360	30.16	6.78	0.99	0.38	0.60	0.60	0.13	0.79	2090.8	12.5	2082.8	20.7	2074.9	16.5	100.8
HP04 D2	0.0003	4848	51168	1948	26.45	6.76	0.91	0.38	0.47	0.52	0.13	0.77	2091.3	9.9	2080.8	18.9	2070.5	16.0	101.0
HP04 E2	0.0002	3653	35326	2140	16.63	6.76	0.89	0.38	0.49	0.56	0.13	0.73	2079.2	10.3	2080.9	18.4	2082.6	15.3	99.8
HP04 G2	0.0003	5190	56945	1532	37.43	6.89	1.07	0.39	0.77	0.72	0.13	0.75	2106.1	16.2	2097.3	22.5	2088.6	15.6	100.8

^a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico do ponto da monazita analisada, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^t_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

^b Concentrações de Pb, Th e U (ppm) e razão Th/U calculadas com base na monazita Bananeira;

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

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass bias*) por normalização a monazita Bananeira e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* 2016;

Em negrito estão os pontos com concordância até 1%.

Tabela Suplementar 5 – Dados isotópicos U-Pb da amostra HP17 (CGTG) por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso.

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP17 A2	0.0005	424	5417	269	20.28	4.91	1.66	0.29	1.12	0.68	0.12	1.23	1628.9	18.3	1803.9	30.0	2012.7	24.7	80.9
HP17 A3	0.0005	515	6185	390	15.99	5.28	1.58	0.30	0.94	0.60	0.13	1.27	1704.8	16.0	1865.6	29.5	2049.8	26.0	83.2
HP17 A6	0.0020	342	4606	169	27.52	5.34	1.77	0.31	1.27	0.72	0.13	1.22	1716.2	21.9	1874.6	33.1	2055.0	25.1	83.5
HP17 A8	0.0004	579	6740	582	11.66	5.23	1.36	0.30	0.78	0.57	0.13	1.11	1707.2	13.3	1857.5	25.3	2030.2	22.6	84.1
HP17 A9	0.0015	322	4574	184	25.10	5.14	1.68	0.30	1.01	0.60	0.12	1.34	1691.6	17.1	1843.1	31.0	2018.6	27.1	83.8
HP17 A10	0.0008	439	6055	245	24.87	5.28	1.37	0.30	0.81	0.59	0.13	1.11	1702.0	13.7	1865.9	25.5	2053.6	22.7	82.9
HP17 B1	0.0013	355	4356	164	26.78	5.17	1.28	0.29	0.70	0.55	0.13	1.07	1654.5	11.7	1847.2	23.6	2071.7	22.1	79.9
HP17 B2	0.0012	300	3699	180	20.75	5.13	1.67	0.29	1.16	0.69	0.13	1.21	1651.3	19.1	1840.9	30.8	2062.5	24.9	80.1
HP17 B3	0.0010	579	6427	213	30.43	5.81	1.42	0.33	0.90	0.63	0.13	1.10	1859.1	16.8	1948.5	27.8	2044.8	22.5	90.9
HP17 B4	0.0012	386	5223	150	35.19	4.80	1.52	0.28	1.00	0.66	0.13	1.14	1571.5	15.7	1785.1	27.1	2044.8	23.3	76.9
HP17 B5	0.0008	420	5479	238	23.20	5.07	1.53	0.29	1.04	0.68	0.13	1.12	1649.2	17.1	1830.9	28.0	2044.3	22.9	80.7
HP17 B6	0.0005	411	4747	367	13.05	5.34	1.44	0.31	0.96	0.67	0.13	1.07	1729.3	16.6	1875.8	27.0	2042.3	21.9	84.7
HP17 B7	0.0009	250	3231	177	18.36	5.28	1.72	0.30	1.13	0.66	0.13	1.29	1685.9	19.1	1865.9	32.1	2072.8	26.8	81.3

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰ ⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP17 B8	0.0006	512	6476	418	15.59	5.16	1.24	0.30	0.69	0.56	0.13	1.02	1677.2	11.6	1846.8	22.8	2043.6	20.9	82.1
HP17 B10	0.0034	387	5642	199	28.57	5.35	1.41	0.30	0.78	0.55	0.13	1.17	1699.7	13.2	1877.2	26.4	2079.7	24.4	81.7
HP17 C1	0.0014	378	4498	194	23.39	5.18	1.54	0.30	1.20	0.78	0.13	0.97	1681.7	20.2	1850.0	28.6	2044.9	19.9	82.2
HP17 C2	0.0012	298	3604	154	23.52	5.44	1.72	0.31	1.18	0.69	0.13	1.24	1723.5	20.4	1891.2	32.5	2080.6	25.9	82.8
HP17 C3	0.0008	544	6272	231	27.39	5.63	1.29	0.33	0.81	0.63	0.13	1.00	1815.1	14.8	1920.3	24.8	2035.9	20.4	89.2
HP17 C4	0.0007	549	6185	419	14.86	5.34	1.24	0.31	0.81	0.65	0.13	0.94	1725.0	14.0	1875.6	23.3	2046.8	19.3	84.3
HP17 C5	0.0008	372	4517	218	20.84	5.14	1.62	0.29	1.22	0.75	0.13	1.07	1645.1	20.0	1842.4	29.8	2073.1	22.1	79.4
HP17 C6	0.0017	336	4300	175	24.71	4.91	2.28	0.28	1.61	0.71	0.13	1.61	1581.8	25.4	1804.0	41.0	2071.6	33.4	76.4
HP17 C7	0.0014	392	5149	183	28.39	5.03	1.62	0.29	1.30	0.80	0.13	0.96	1619.9	21.0	1825.0	29.5	2067.8	19.9	78.3
HP17 C8	0.0009	440	5457	273	20.12	5.21	1.42	0.30	0.96	0.68	0.13	1.04	1682.5	16.2	1853.9	26.3	2052.0	21.4	82.0
HP17 C9	0.0013	358	4832	181	26.96	5.23	1.64	0.30	1.12	0.69	0.13	1.19	1666.8	18.7	1856.9	30.4	2076.9	24.8	80.3
HP17 D3	0.0005	168	1941	129	15.14	5.07	1.79	0.29	1.39	0.78	0.13	1.13	1619.4	22.5	1831.1	32.8	2081.2	23.5	77.8
HP17 D4	0.0006	402	4965	155	32.23	5.58	1.66	0.32	1.22	0.74	0.13	1.12	1787.9	21.8	1913.3	31.7	2052.1	23.0	87.1
HP17 D6	0.0008	319	4429	143	31.20	5.44	1.44	0.31	1.02	0.71	0.13	1.02	1736.0	17.7	1891.5	27.3	2066.7	21.0	84.0

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰ ⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP17 D8	0.0005	421	4975	333	15.04	5.37	1.29	0.31	0.97	0.75	0.13	0.85	1742.4	16.9	1880.7	24.2	2037.1	17.3	85.5
HP17 D9	0.0005	449	6118	262	23.51	5.26	1.28	0.30	0.89	0.70	0.13	0.91	1703.4	15.2	1862.9	23.8	2045.9	18.7	83.3
HP17 D10	0.0010	349	5254	116	45.66	5.26	1.46	0.30	1.10	0.75	0.13	0.96	1693.6	18.7	1863.2	27.3	2058.1	19.8	82.3
HP17 A1	0.0006	10349	117685	3723	31.84	6.49	0.85	0.37	0.50	0.59	0.13	0.69	2019.1	10.0	2044.3	17.3	2069.8	14.2	97.5
HP17 A2-2	0.0043	407	5481	158	35.02	5.13	1.20	0.29	0.77	0.64	0.13	0.93	1658.9	12.8	1841.6	22.2	2054.9	19.1	80.7
HP17 A3-2	0.0030	373	4496	260	17.43	5.24	1.33	0.30	0.99	0.74	0.13	0.89	1689.2	16.7	1859.0	24.7	2054.6	18.3	82.2
HP17 A6-2	0.0028	312	3758	133	28.38	5.01	1.47	0.29	0.89	0.61	0.13	1.17	1636.4	14.5	1820.3	26.7	2037.6	23.8	80.3
HP17 A8-2	0.0007	406	4336	381	11.46	5.01	1.15	0.29	0.80	0.70	0.13	0.82	1627.4	13.1	1820.5	20.9	2049.2	16.9	79.4
HP17 A9-2	0.0014	305	3558	219	16.39	5.04	1.34	0.29	0.99	0.74	0.12	0.90	1658.5	16.5	1826.7	24.4	2024.3	18.2	81.9
HP17 B1-2	0.0038	157	2598	78	33.50	5.46	2.28	0.32	1.62	0.71	0.13	1.61	1765.5	28.6	1894.5	43.2	2039.0	32.8	86.6
HP17 B2-2	0.0009	405	4680	301	15.66	5.15	1.11	0.30	0.66	0.60	0.13	0.89	1674.3	11.1	1845.1	20.4	2043.5	18.1	81.9
HP17 B3-2	0.0012	601	5938	442	13.52	5.82	1.23	0.33	0.86	0.70	0.13	0.88	1853.5	15.9	1948.7	24.0	2051.5	18.1	90.3
HP17 B7-2	0.0040	187	2104	107	19.76	4.88	2.14	0.28	1.26	0.59	0.13	1.72	1591.0	20.1	1799.0	38.4	2049.3	35.3	77.6
HP17 B8-2	0.0029	427	4974	153	32.79	4.87	1.53	0.28	0.99	0.65	0.13	1.16	1583.0	15.7	1796.3	27.4	2053.8	23.8	77.1

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP17 C1-2	0.0018	377	4821	166	29.24	5.26	1.50	0.30	0.87	0.58	0.13	1.21	1697.9	14.8	1863.2	27.9	2052.9	24.9	82.7
HP17 C5-2	0.0016	351	3745	215	17.55	5.40	1.44	0.31	0.99	0.68	0.13	1.05	1740.4	17.1	1884.6	27.2	2047.4	21.5	85.0
HP17 C6-2	0.0012	364	4092	195	21.10	4.91	1.34	0.28	0.84	0.63	0.13	1.04	1606.9	13.5	1804.3	24.1	2040.6	21.2	78.7
HP17 C8-2	0.0006	505	5038	398	12.74	5.11	1.43	0.29	0.96	0.67	0.13	1.06	1663.4	15.9	1837.3	26.2	2040.5	21.7	81.5
HP17 C10	0.0013	391	4362	200	22.00	4.99	1.57	0.29	1.02	0.65	0.13	1.19	1627.4	16.7	1817.4	28.5	2042.7	24.2	79.7
HP17 D1	0.0018	331	4401	131	33.97	5.06	1.91	0.29	1.38	0.72	0.13	1.32	1645.9	22.8	1828.7	35.0	2043.7	27.0	80.5
HP17 D3-2	0.0016	112	742	230	3.25	5.07	1.40	0.29	1.00	0.71	0.13	0.99	1645.2	16.4	1831.8	25.7	2051.0	20.2	80.2
HP17 D5	0.0007	456	4729	515	9.25	4.82	1.28	0.28	0.75	0.59	0.12	1.03	1605.3	12.0	1787.6	22.8	2007.6	20.7	80.0
HP17 D6-2	0.0041	139	1653	90	18.39	5.29	2.07	0.30	1.24	0.60	0.13	1.65	1703.9	21.1	1867.2	38.6	2054.2	33.9	82.9
HP17 D9-2	0.0008	505	5369	362	14.94	5.17	1.34	0.30	0.80	0.60	0.12	1.07	1691.5	13.5	1847.0	24.7	2027.1	21.7	83.4

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto da monazita analisada, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^{\text{t}}_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

^b Concentrações de Pb, Th e U (ppm) e razão Th/U calculadas com base na monazita Diamantina;

^c Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass bias*) por normalização a monazita Diamantina e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* 2016;

Em megrito estão os pontos com concordância até 1%.

Tabela Suplementar 6 – Dados isotópicos U-Pb da amostra HP17 (CGTG) por LA-ICP-MS obtidos no Laboratório de Montpellier.

Spot	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas						Idades (Ma)							
					²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ² ⁰⁷ Pb ^d	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	2σ (abs)	Err R8 %	Err 7/6 %
jml_0	46161	99357	3403	29.20	9.2	6.20	5.32	0.36	0.16	0.51	0.13	0.12	1972.1	7.4	2037.7	16.4	0.4	0.9
jml_1*	39674	81954	2679	30.59	9.8	6.20	5.48	0.37	0.17	0.52	0.12	0.12	2020.0	8.0	1989.9	17.1	0.5	1.0
jml_2	36702	78641	2161	36.38	11.6	6.18	5.77	0.36	0.18	0.55	0.13	0.13	1964.5	8.6	2040.9	17.9	0.5	1.0
jml_3	38263	76901	2893	26.58	8.7	6.26	5.52	0.36	0.17	0.52	0.13	0.12	1989.2	7.8	2038.8	16.9	0.5	1.0
jml_4	30352	58943	2419	24.37	8.0	6.46	5.76	0.37	0.17	0.52	0.13	0.12	2043.5	8.1	2037.7	17.1	0.5	1.0
jml_5	27230	57217	1145	49.97	15.2	6.76	6.57	0.39	0.21	0.56	0.13	0.13	2127.2	9.8	2036.0	18.6	0.5	1.1
jml_6	36351	63830	5496	11.61	4.0	6.08	5.40	0.35	0.15	0.50	0.13	0.12	1933.6	7.4	2043.9	17.1	0.4	1.0
jml_7	14346	28777	1124	25.59	8.1	6.39	6.50	0.37	0.21	0.56	0.13	0.14	2026.8	9.8	2035.6	19.6	0.6	1.1
jml_8	18248	34881	1710	20.40	6.6	6.56	6.60	0.38	0.21	0.55	0.13	0.14	2068.1	9.7	2039.8	19.4	0.5	1.1
jml_9	39430	83419	1828	45.62	14.9	6.21	6.51	0.36	0.21	0.56	0.13	0.15	1974.2	9.9	2039.0	20.3	0.6	1.2
jml_10	38114	77953	1699	45.88	15.2	6.36	6.51	0.37	0.20	0.54	0.13	0.14	2018.0	9.6	2036.7	19.7	0.6	1.1
jml_11	7887	15302	978	15.64	4.6	6.60	8.03	0.38	0.27	0.59	0.13	0.17	2080.0	12.7	2038.3	23.6	0.7	1.3

Spot	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas							Idades (Ma)						
					²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ² ⁰⁷ Pb ^d	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	2σ (abs)	Err R8 %	Err 7/6 %
jml_12	7897	18107	457	39.59	12.0	6.08	7.74	0.35	0.27	0.59	0.13	0.18	1940.9	12.6	2038.0	24.7	0.8	1.4
jml_13	32734	66384	1694	39.19	12.4	6.50	7.29	0.38	0.23	0.54	0.13	0.16	2055.9	10.7	2035.6	21.7	0.6	1.2
jml_14	44600	84823	4569	18.56	6.1	6.34	6.56	0.36	0.19	0.49	0.13	0.14	2006.5	8.8	2041.3	20.1	0.5	1.1
jml_15	17963	39941	947	42.18	12.4	6.44	7.54	0.37	0.24	0.55	0.13	0.16	2043.8	11.2	2032.5	22.7	0.6	1.3

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto da monazita analisada, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^t_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

^b Concentrações de Pb, Th e U (ppm) e razão Th/U calculadas com base na monazita Manangoutry;

^c Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass bias*) por normalização a monazita Manangoutry e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

Em negrito estão os pontos com cordância até 1%.

Tabela Suplementar 7 – Dados isotópicos U-Pb da amostra HP09C (CGTG) por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso.

Spot	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)				Conc. ^e (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)	
HP09C A1	0.0003	365	3741	104	36.30	6.61	1.54	0.38	1.33	0.86	0.13	0.79	2062.7	27.4	2061.1	31.8	2059.6	16.2	100.1
HP09C A2	0.0002	656	7891	140	56.80	6.61	1.29	0.38	0.74	0.58	0.13	1.05	2059.1	15.3	2060.1	26.6	2061.1	21.7	99.9
HP09C A3	0.0001	830	9622	268	36.22	6.53	1.13	0.37	0.60	0.53	0.13	0.96	2042.4	12.2	2050.6	23.1	2058.8	19.7	99.2
HP09C A4	0.0001	565	6398	221	29.18	6.49	1.24	0.37	0.79	0.63	0.13	0.96	2030.5	16.0	2044.5	25.5	2058.6	19.8	98.6
HP09C A5n	0.0007	266	2930	71	41.36	6.62	1.46	0.38	0.98	0.67	0.13	1.08	2061.4	20.3	2062.7	30.2	2063.9	22.4	99.9
HP09C A6	0.0003	579	6592	243	27.27	6.49	1.41	0.37	0.82	0.58	0.13	1.15	2034.5	16.7	2044.8	28.9	2055.3	23.6	99.0
HP09C A7	0.0008	548	6529	112	58.79	6.60	1.20	0.38	0.80	0.67	0.13	0.90	2057.9	16.5	2060.0	24.8	2062.1	18.5	99.8
HP09C A8	0.0003	430	4825	211	23.06	6.51	1.25	0.37	0.72	0.58	0.13	1.02	2034.9	14.7	2047.2	25.6	2059.6	21.0	98.8
HP09C A9	0.0001	439	3736	409	9.20	6.60	1.42	0.38	0.95	0.67	0.13	1.05	2065.8	19.6	2059.4	29.2	2053.0	21.6	100.6
HP09C A10	0.0004	526	5644	225	25.26	6.63	1.01	0.38	0.58	0.58	0.13	0.83	2060.3	12.0	2062.7	20.9	2065.1	17.1	99.8
HP09C B1	0.0003	545	5574	311	18.04	6.53	1.14	0.37	0.66	0.58	0.13	0.93	2052.8	13.5	2050.1	23.3	2047.5	18.9	100.3
HP09C B2b	0.0002	454	4201	350	12.08	6.61	1.19	0.38	0.85	0.71	0.13	0.83	2053.9	17.5	2060.2	24.6	2066.6	17.2	99.4
HP09C B3n	0.0003	685	6573	489	13.55	6.56	1.09	0.38	0.75	0.69	0.13	0.79	2060.6	15.5	2054.3	22.3	2048.0	16.1	100.6

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP09C B3b	0.0004	464	4800	219	22.04	6.66	1.08	0.38	0.58	0.53	0.13	0.91	2072.3	12.0	2068.0	22.3	2063.7	18.9	100.4
HP09C B4.1	0.0021	258	2881	39	74.80	6.62	1.85	0.38	1.51	0.82	0.13	1.07	2062.6	31.2	2061.6	38.2	2060.7	22.1	100.1
HP09C B4.2	0.0013	394	4227	123	34.54	6.61	1.26	0.38	0.74	0.58	0.13	1.02	2056.6	15.1	2060.1	26.0	2063.6	21.1	99.7
HP09C B5	0.0011	328	3566	93	38.60	6.55	1.13	0.37	0.74	0.65	0.13	0.86	2046.2	15.1	2053.2	23.2	2060.3	17.7	99.3
HP09C B6	0.0030	331	3550	79	45.31	6.54	1.57	0.37	1.14	0.73	0.13	1.08	2051.4	23.3	2051.3	32.2	2051.1	22.1	100.0
HP09C B7n	0.0004	321	2432	339	7.22	6.61	1.33	0.38	1.01	0.76	0.13	0.86	2065.0	20.8	2061.3	27.3	2057.6	17.7	100.4
HP09C B7b	0.0009	196	1662	191	8.77	6.65	1.37	0.38	0.97	0.71	0.13	0.96	2073.1	20.1	2066.7	28.2	2060.3	19.8	100.6
HP09C B9	0.0011	358	4197	105	40.38	6.64	1.34	0.38	0.97	0.72	0.13	0.92	2060.1	19.9	2064.5	27.6	2068.9	19.1	99.6
HP09C B10	0.0042	300	3646	56	65.58	6.59	1.77	0.37	1.23	0.70	0.13	1.27	2052.3	25.2	2057.9	36.4	2063.6	26.2	99.5
HP09C C3	0.0010	345	3879	97	40.25	6.63	1.80	0.38	1.54	0.86	0.13	0.93	2070.8	31.8	2064.0	37.1	2057.2	19.1	100.7
HP09C C5	0.0026	260	2825	41	69.34	6.60	2.26	0.38	1.59	0.70	0.13	1.61	2066.8	32.8	2059.1	46.6	2051.4	33.0	100.8
HP09C C6	0.0006	381	3415	212	16.23	6.60	1.51	0.38	1.23	0.82	0.13	0.86	2063.3	25.5	2059.9	31.0	2056.4	17.7	100.3
HP09C C9	0.0005	354	3426	180	19.17	6.51	1.62	0.37	1.28	0.79	0.13	0.99	2039.5	26.2	2047.6	33.2	2055.7	20.4	99.2
HP09C C10	0.0010	284	2918	82	35.67	6.62	1.34	0.38	1.01	0.76	0.13	0.87	2056.5	20.8	2062.1	27.6	2067.7	18.0	99.5

<i>Spot</i>	<i>f</i> 206 ^a	Pb ^b (ppm)	Th ^b (ppm)	U ^b (ppm)	Th/U ^b	Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^c (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (%)	Rho ^c	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb ^d	1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP09C D2	0.0002	562	5052	492	10.34	6.54	1.13	0.38	0.82	0.73	0.13	0.77	2064.8	17.0	2051.9	23.1	2039.0	15.6	101.3
HP09C D3	0.0005	270	2594	144	18.11	6.61	1.36	0.38	1.07	0.78	0.13	0.85	2056.3	22.0	2061.3	28.1	2066.4	17.5	99.5
HP09C D4	0.0006	248	2494	200	12.58	6.58	1.14	0.38	0.83	0.73	0.13	0.78	2061.4	17.1	2056.2	23.4	2050.9	15.9	100.5

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto da monazita analisada, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^t_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

^b Concentrações de Pb, Th e U (ppm) e razão Th/U calculadas com base na monazita Bananeira;

^c Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass bias*) por normalização a monazita Bananeira e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* 2016;

Em negrito estão os pontos com concordância até 1%.