



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 640

**GEOLOGIA ISOTÓPICA U-Pb e Lu-Hf NO TONALITO
CÂNDIDO MENDES E ARENITOS DA FORMAÇÃO
IGARAPÉ DE AREIA: APLICAÇÃO EM PROVINIÊNCIA
SEDIMENTAR E IMPLICAÇÕES PARA EVOLUÇÃO DO
CRÁTON SÃO LUÍS**

Dissertação apresentada por:

FERNANDA BATISTA FERREIRA

Orientador: Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura (UFPA)

**BELÉM – PARÁ
2023**

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)

- F383g Ferreira, Fernanda Batista.
Geologia isotópica U-Pb e Lu-Hf na Suíte Intrusiva Tromai e arenitos da Formação Igarapé de Areia: aplicação em proviniência sedimentar e implicações para evolução do Cráton São Luís / Fernanda Batista Ferreira. — 2023.
xiii, 68 f. : il. color.
- Orientador(a): Prof. Dr. Cândido Augusto Veloso Moura
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2023.
1. Geocronologia U-Pb em zircão. 2. Sistema isotópico Lu-Hf em zircão. 3. Proveniência sedimentar. 4. Formação Igarapé de Areia. 5. Suíte Intrusiva Tromai. I. Título.

CDD 558.1



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

**GEOLOGIA ISOTÓPICA U-Pb e Lu-Hf NO TONALITO
CÂNDIDO MENDES E ARENITOS DA FORMAÇÃO
IGARAPÉ DE AREIA: APLICAÇÃO EM PROVINIÊNCIA
SEDIMENTAR E IMPLICAÇÕES PARA EVOLUÇÃO DO
CRÁTON SÃO LUÍS**

Dissertação apresentada por:

FERNANDA BATISTA FERREIRA

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

Data de Aprovação: 16 / 10 / 2023

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
(Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Marcos Vinicius Dorneles Remus
(Membro – UFRGS)

Prof. Dr. Evandro Luiz Klein
(Membro – CPRM)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço aos meus pais, Benedita e Rui, que sempre estiveram ao meu lado, apoiando em todas as minhas decisões. Ao meu irmão Guilherme que sempre me inspirou e ajudou a crescer como pessoa. Aos meus demais familiares, que mesmo de longe sempre contribuíram com a minha caminhada, especialmente minha tia Rose, que me ajudou nos momentos de dúvida.

Agradeço ao meu orientador professor Dr. Cândido Moura pela oportunidade de realizar esse trabalho e orientações, além da paciência e compreensão. Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFGA) e ao CNPq o fomento de bolsa de estudos. A Secretária do PPGG, em especial a Cleida Freitas. As geólogas Keila Texeira e Silva Archanjo por terem realizado a amostragem das rochas desse trabalho. Aos técnicos Joelma Lobo e Bruno Portugal da Oficina de laminação da UFGA. Ao geólogo Fábio e ao professor Herbet da UFS por ter assistido as análises de MEV.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica do Pará (Pará-Iso) em especial, também pela orientação na etapa de realização e tratamento dos dados, aos Professores Dr. João Milhomem e Dr. Marco Galarza. Ao técnico do laboratório Renan e ao doutorando Claube por auxiliarem nos procedimentos da sala de separação de minerais.

Aos amigos da Geologia, do mestrado, Argel, Alan, Dominique, Mozaniel e Renato, que compartilharam seus aprendizados e sua companhia. E aos amigos da graduação, em especial a Jessica, que sempre mostrou seu apoio, mesmo estando longe.

E a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram com comigo ao longo desse caminho, em especial, para não cair na hipocrisia, a Giulia que me ajudou em todos os momentos de crises acadêmicas, e um dia possa retribuir seu suporte emocional.

RESUMO

O uso da assinatura isotópica Lu-Hf em zircão de idade U-Pb conhecida permite caracterizar o magma em que esse mineral se cristalizou, constituindo assim uma ferramenta potencial para a investigação de proveniência sedimentar. A confiabilidade dessa metodologia em estudos de proveniência foi avaliada utilizando zircões detríticos de arenitos da Formação Igarapé de Areia, que aflora no Fragmento Cratônico São Luís (FCSL) e no Cinturão Gurupi (CG), na região do Gurupi, nordeste do estado do Pará e a noroeste do estado do Maranhão. A maioria dos grãos de zircão desse arenito apresenta idades riacianas, o que permite avaliar a aplicabilidade do sistema isotópico Lu-Hf para estudos dessa natureza. As análises morfológicas desses grãos detríticos indicam uma origem magmática. Os dados U-Pb revelam idades riacianas (2051 a 2256 Ma) e orosirianas (1912 a 2049 Ma). Essas idades são compatíveis com a época do evento orogênico de formação do FCSL. As rochas do Granodiorito Bom Jesus, grande corpo granitóide pertencente a Suíte Intrusiva Tromaí do FCSL, é representativo dos eventos magmáticos cálcio-alcalinos paleoproterozóicos, tem idade U-Pb de $2149 \pm 5,4$ Ma. As assinaturas isotópicas Lu-Hf dos zircões do tonalito e do arenito são similares, com $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ variando de 0,65 a 6,82 e de 1,84 a 6,07, respectivamente. Ademais, as idades modelos dos zircões apresentam resultados igualmente semelhantes, com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 2,36 a 2,53 Ga para a Formação Igarapé de Areia, e 2,28 a 2,67 Ga para o Suíte Intrusiva Tromaí, sugerindo que a área fonte dos arenitos é constituída por crosta juvenil do Paleoproterozóico. Esses resultados reforçam a hipótese de que a fonte de sedimentos desses arenitos está localizada nas rochas do FCSL, CG e seus equivalentes birimianos no Cráton Oeste-Africano (COA). A similaridade litológica e geocronológica das rochas paleoproterozóicas da região do Gurupi com unidades do Domínio Baoulé-Mossi do COA é amplamente reconhecida. Por sua vez, a presença de idades modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ neoarqueanas pode ser um indicativo de uma pequena contribuição de crosta arqueana, o que é observado mais claramente nas rochas do Domínio Baoulé-Mossi. Esse processo de contaminação pode ter ocorrido com a subducção e fusão de sedimentos oriundos de crosta arqueana ou pela incorporação de arco de ilhas paleoproterozóicos em um núcleo arqueano. O sistema Lu-Hf provou ser uma ferramenta útil para a investigação de proveniência sedimentar.

Palavras-chave: geocronologia U-Pb em zircão; sistema isotópico Lu-Hf em zircão; Fragmento Cratônico São Luís; Cinturão Gurupi; Cráton Oeste-Africano; Suíte Intrusiva Tromaí; Formação Igarapé de Areia; proveniência sedimentar.

ABSTRACT

Using the Lu-Hf isotopic signature in zircon of known U-Pb age allows the characterization of the magma that crystallizes this mineral. Thus, it is a potential tool for sedimentary provenance investigation. The application of this method in provenance studies was tested using detrital zircons from sandstones of the Igarapé de Areia Formation, occurring in the São Luís Cratonic Fragment (SLCF) and the Gurupi Belt (GB) in the Gurupi region, NE of Pará an NW Maranhão. Most zircon grains of the sandstone have Rhyacian age, which allows for evaluating the applicability of the Lu-Hf isotopic system for provenance studies. The morphological analyses of these zircon grains indicate a magmatic origin. The U-Pb data yield Rhyacian (2051 to 2256 Ma) and Orosirian (1912 to 2049 Ma) ages. These ages are compatible with the timing of the orogenic event that formed the SLCF. The Bom Jesus Granodiorite, a large granitoid from the Intrusive Tromaí Suite of the SLCF, is representative of the Paleoproterozoic calc-alkaline magmatic event and has a U-Pb zircon concordant age of 2149 ± 5.4 Ma. The Lu-Hf isotopic signatures of the zircons of both tonalite and sandstone are similar, with $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ ranging from 0.65 to 6.82 and from 1.84 to 6.07, respectively. Furthermore, the zircon model ages show similar results, with Hf-TDMC from 2.36 to 2.53 Ga for the Igarapé de Areia Formation and from 2.28 to 2.67 Ga for Intrusive Tromaí Suite, indicating a source area for the sandstone made up by juvenile Paleoproterozoic crust. These results support the hypothesis that the sedimentary sources of the sandstone were the rocks located in the SLCF and GB and their Birimian equivalents in the West African Craton (WAC). The lithological and geochronological similarity of the Paleoproterozoic rocks of the Gurupi region with rock units from the Baoulé-Mossi Domain from WAC is well established. In turn, Neoproterozoic Hf-TDMC model ages may indicate a small contribution from the Archean crust, which is recorded more clearly in the rocks of the Baoulé-Mossi Domain. This contamination process may have occurred during the subduction and melting of sediments from the Archean crust or by incorporating a Paleoproterozoic Island arc into Archean terranes. The Lu-Hf isotope system has proved to be a handy tool for investigating sedimentary provenance.

Keywords: U-Pb zircon geochronology; Lu-Hf isotopic system in zircon; São Luís Cratonic Fragment; Gurupi Belt; West African Craton; Intrusive Tromaí Suite; Igarapé de Areia Formation; sedimentary provenance.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo com os pontos de amostragem.....	3
Figura 2.1- Mapa geológico da região do Gurupi, modificado de Klein & Moura (2003), compilado e modificado (Pastana 1995, Almeida 2000, Costa 2000).....	6
Figura 2.2- Mapa geológico detalhado da região do Fragmento Cratônico São Luís segundo Klein <i>et al.</i> (2008).....	7
Figura 2.3- Mapa do Cráton Oeste Africano, modificado de Gasquet <i>et al.</i> 2003. (1) Limite do cráton; (2) cobertura Pós-Paleozoica; (3) Proterozóico tardio e paleozoico; (4) cinturões pan-africanos e hercinianos; (5) embasamento arqueano e paleoproterozoico (Gueye <i>et</i> <i>al.</i> 2007).....	16
Figura 2.4- Reconstrução paleogeográfica pre-rifteamento da porção nordeste do Brasil com a porção noroeste do continente Africano durante o período aptiano, baseado na correlação de sequências sedimentares semelhantes (Klein & Moura 2008).....	17
Figura 3.1- Equipamentos do OPA, em (a) moinho de mandíbula fixa utilizado na britagem das amostras; e em (b) shatter-box utilizado para a pulverização.....	19
Figura 3.2- Histograma das etapas de preparação das amostras estudadas para as análises geocronológicas realizadas.	19
Figura 3.3- Etapas do procedimento de separação de minerais pesados; em (a) Peneiramento úmido da amostra; (b) Bateamento da fração granulométrica menor; (c) Microbateamento; (d) Microbateamento com álcool etílico; (e) Separação e coleta de zircões com auxílio da lupa binocular; e (f) Moldes de zircões selecionados da amostra Pt-02.....	20
Figura 3.4- Gráfico que permite a avaliação do número de grãos (k) necessários para contemplar as populações de grãos detríticos que contribuem com 8,5 a 2% do conteúdo total da rocha (f). Onde P_{max} é a probabilidade máxima e m é o número de populações (Vermeesch 2004).....	22
Figura 3.5- (a) espectrômetro ICAP-Q ICP-MS e (b) laser Nd: TAG LSX- 213 G2 CETAC; do laboratório Pará-Isso.....	25
Figura 3.6- (a) espectrômetro de massa multi-coletor Neptune Thermo Finnigan de alta resolução; (b) microsonda a laser Analyte Excite ⁺ Teledyne acoplada ao espectrômetro e central de operações do no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA.	26

- Figura 4.1- Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para a amostra da unidade Suíte Intrusiva Tromaí.....28
- Figura 4.2- a) Textura geral da tonalito de granulação média; b) Elevado grau de saussuritização dos cristais de plagioclásio da amostra; c) Ao centro textura micropertítica no cristal de microclima em contato com o cristal de plagioclásio; d) Cristal de feldspato de potássio com maclas bem definidas, destaque para o cristal de titanita abaixo da foto; e) Agregado de cristais de biotita sem orientação aparente; e f) Cristal de titanita subédrica.....29
- Figura 4.3- Aspecto da amostra de mão KT-07 da Formação Igarapé de Areia30
- Figura 4.4- (a) Aspecto textural do arenito pertencente a Formação Igarapé de Areia; e (b) Detalhe de contato entre os grãos de quartzo, onde é possível observar contatos dos tipos concavo e retilíneo, além do fraturamento presente em alguns grãos.31
- Figura 4.5- Classificação morfológica e tipológica dos grãos detríticos da Formação Igarapé de Areia; (a) Gráfico com a classificação qualitativa em relação a morfologia; (b) Gráfico com a classificação quantitativa segundo o grau de alongação; (c) Gráfico com os percentuais tipológicos reconhecidos; (d) Dimensões dos grãos e (e) Gráfico com os percentuais de tipos de zoneamento reconhecidos nos grãos de zircão de origem magmático.....33
- Figura 4.6- (a) Digrama concórdia geral da amostra PT-02 pertencente ao Suíte Intrusiva Tromaí, com destaque para a concórdia da população 1; (b) Histograma de idade média da população 1; (c) Diagrama concórdia da população 2; e (d) Histograma de idade média da população 2.35
- Figura 4.7- (a) Diagrama KDE para os zircões detríticos da amostra KT-07 da Formação Igarapé de Areia. Destaque para as curvas de densidades definidas para os zircões concordantes (em azul) e para todos os zircões analisados (em vermelho); e (b) Gráfico com os percentuais dos intervalos de período geológicos das duas populações identificadas.35
- Figura 4.8- Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircões do Suíte Intrusiva Tromaí (PT-02) e da Formação Igarapé de Areia (KT-07). Em amarelo o diâmetro (40 μm) do spot (furo) do laser da análise de Lu-Hf e o valor de $\epsilon\text{Hf}(t)$, e em vermelho o diâmetro (25 μm) da análise U-Pb.....36

- Figura 5.1- Diagrama de Idade (Ma) vs $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ para as amostras da Suíte Intrusiva Tromaí e Formação Igarapé de Areia. O campo azul representa o período de formação da Crosta São Luís de acordo com Klein et al. 2005b, com base nos dados isotópicos de Sm-Nd, ênfase para a interseção dos dois campos em azul mais claro. Em amarelo, dados da Suíte Intrusiva Tromaí por Klein & Rodrigues (2021).39
- Figura 5.2- Sinal analítico dos isótopos de Lu, Hf e Yb durante análise de cristais de zircão do tonalito em comparação a amostra E1 (em A) com valores mais consistentes durante maior parte da análise, com a amostra D6 (em B), que apresenta uma queda abrupta dos valores.40
- Figura 5.3- Diagrama KDE para os zircões detríticos da Formação Igarapé de Areia. Dados compilados desse estudo e de Amaral (2018).42
- Figura 5.4- Coluna de correlação tectônica para os domínios paleoproterozóicos do Cráton São Luís, Domínio Gurupi, e Domínio Baoulé-Mossi (Cráton Oeste-Africano) (Klein & Moura 2008).44
- Figura 5.5- Diagrama de Idade (Ma) vs $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ com os dados das unidades estudadas e os dados de Petersson *et al.* (2016 e 2018) para amostras dos granitoides do Cráton Oeste-Africano (COA). Em azul, dados do magmatismo peraluminoso do COA correspondente a Suíte Intrusiva Tracuateua, e em rosa, do magmatismo cálcio-alcálico do COA correspondente a Suíte Intrusiva Tromaí. Em vermelho, dados isotópicos desse estudo e em laranja dados de Klein & Rodrigues (2021) para a Suíte Intrusiva Tromaí.45

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1- Compilado de dados geocronológicos prévios dos domínios geotectônicos Fragmento Cratônico e cinturão de Cisalhamento Gurupi.	8
Tabela 3.1- Coordenadas dos pontos amostrados.	18
Tabela 3.2- Classificação de Gartner <i>et al.</i> (2013) para os intervalos de grau de alongação nos grãos.	23
Tabela 3.3- Parâmetros do Laboratório Pará-Íso (IG/UFPA) utilizados para as análises de U- Pb.	24
Tabela 3.4- Parâmetros laboratoriais referentes as análises isotópicas para o método Lu-Hf realizadas no Laboratório Pará-Isso do Instituto de Geociências da UFPA.	26
Tabela 4.1- Dados isotópicos Lu-Hf em zircão das amostras Pt-02 e KT-07.	37

LISTA DE ABREVIATURAS

Ap – Apatita

Bt – Biotita

Cl – Clorita

CG – Cinturão Gurupi

CSL – Cráton São Luís

COA – Cráton Oeste-Africano

Ep - Epidoto

FCSL – Fragmento Cratônico São Luís

Fk – K-feldspato

LA-MC-ICP-MS – *Laser Ablation Multi-Collector Inductively coupled Plasma Source Mass Spectrometer* (Ablação a Laser conectada a um Espectrômetro de Massa com Multicoletores e Plasma Indutivamente Acoplado)

MEV - Microscópio Eletrônico de Varredura

Op – Opacos

Plg – Plagioclasio

Qtz – Quartzo

Ttn – Titanita

Zr – Zircão

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE ABREVIATURAS	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVO	2
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	2
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	4
2.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA	4
2.1.1 Domínio Fragmento Cratônico São Luís (FCSL)	4
2.1.2 Domínio Móvel – Cinturão Gurupi (CCG)	9
2.2 GRANITOIDES PALEOPROTEROZOICOS DA FRAGMENTO CRÂTONICO SÃO LUÍS	10
2.2.1 Suíte Intrusiva Tromai	11
2.2.2 Suíte Intrusiva Tracuateua	12
2.3 COBERTURAS SEDIMENTARES DA REGIÃO DO GURUPI	12
2.3.1 Formação Igarapé de Areia	12
2.3.2 Formação Viseu	14
2.3.3 Formação Piriá	14
2.4 CRÁTON OESTE AFRICANO	15
2.4.1 Escudo <i>Man</i>	15
3 METODOLOGIA	18
3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	18
3.2 AMOSTRAGEM DAS UNIDADES ESTUDADAS	18
3.3 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	18
3.4 ESTUDOS PETROGRÁFICOS	21
3.5 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR	21
3.6 MICROSCÓPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	23
3.7 ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS	24
3.7.1 Análises U-Pb em zircão	24

3.7.2	Análises Lu-Hf em zircão	25
3.7.3	Tratamento de Dados de Amostras Sedimentares	27
4	RESULTADOS	28
4.1	ANÁLISE PETROGRAFICA.....	28
4.1.1	Suíte Intrusiva Tromai	28
4.1.2	Formação Igarapé de Areia	30
4.2	ANÁLISE MORFOLOGICA	32
4.3	ANÁLISE GEOCRONOLOGICA	34
4.3.1	Datação U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS	34
4.3.2	1.3.1 Suíte Intrusiva Tromai	34
4.3.3	Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS	36
5	DISCUSSÃO	38
5.1	SUÍTE INTRUSIVA TROMAÍ	38
5.2	FORMAÇÃO IGARAPÉ DE AREIA	41
5.3	CORRELAÇÃO COM AS ROCHAS DO CRÁTON OESTE-AFRICANO	43
6	CONCLUSÕES	47
	REFERÊNCIAS	51
	APÊNDICE A- Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados	57
	APÊNDICE B- Dados da análise de U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS	59
	APÊNDICE C- Dados da análise Lu-Hf em zircão por MC-ICP-MS	65
	APÊNDICE D- Dados isotópicos Lu-Hf complementares	66

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Dentro do contexto da Plataforma Sul-americana (Almeida *et al.* 2000), no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, são descritos dois domínios geotectônicos, o Cráton São Luís (CSL) e o Cinturão Gurupi (CG). O primeiro, também denominado de Fragmento Cratônico São Luís (FCSL), é composto por sequências metavulcanossedimentares, suítes granitoides e rochas metamórficas das fácies xisto-verde e anfíbolito, formados no Paleoproterozoico (Klein & Sousa 2012). O CG, por sua vez, é interpretado como uma faixa móvel desenvolvida durante o Ciclo do Brasileiro, e incorpora porções retrabalhadas do FCSL (Klein & Moura 2008).

Entre as ocorrências de granitoides paleoproterozóicos dessa área, podemos destacar o magmatismo cálcio-alcálico da Suíte Intrusiva Tromai, sobretudo o Granodiorito Bom Jesus (2165 ± 2 Ma; Klein & Moura 2001), corpo ígneo que constitui aproximadamente 80 a 90% da porção aflorante da suíte (Klein & Lopes 2011). Esse granitoide está presente na porção cratônica da área e foi o objeto de estudo desse trabalho.

Nessas duas unidades geotectônica há também a ocorrência das formações sedimentares denominadas Igarapé de Areia, Vizeu e Piriá interpretadas como porções preservadas de antigas bacias sedimentares pós-orogênicas, sendo as duas primeiras relacionadas a eventos paleoproterozóicos, e a última a eventos neoproterozóicos (Klein & Lopes 2011). Essas formações sedimentares são amplamente abordadas em estudos de proveniência sedimentar, com base em datação de grãos detríticos de zircão, buscando investigar as áreas fontes dessas antigas bacias sedimentares, sobretudo na Formação Igarapé de Areia (Amaral 2018).

O uso do sistema Lu-Hf em cristais e grãos detríticos de zircão, previamente datados pelo método U-Pb, permite caracterizar isotopicamente o magma hospedeiro em que esses zircões se cristalizaram, tornando-se uma ferramenta importante para estudos de proveniência sedimentar (Matteini *et al.* 2010). No entanto, para que esses estudos sejam consistentes, as características isotópicas do sistema Lu-Hf em zircão das prováveis rochas fontes devem ser conhecidos. Estudos de proveniência sedimentar utilizando a datação U-Pb em zircão revelaram uma contribuição largamente predominante de grãos de idade entre 1912-2256 Ma para os arenitos da Formação Igarapé de Areia (Teixeira *et al.* 2007, Klein *et al.* 2008, Klein & Sousa 2012, Amaral 2018, Klein *et al.* 2020a). Consequentemente, as áreas fontes desses arenitos seriam constituídas por rochas dessa faixa de idade, que estão amplamente distribuídas no Cráton Oeste Africano e tem seus equivalentes tanto no FCSL como no CG.

Assim, neste trabalho foi realizado a datação U-Pb e caracterização isotópica Lu-Hf de cristais de zircão do Suíte Intrusiva Tromai, granitoide com maior exposição na área do FCSL e de zircões detríticos da Formação Igarapé de Areia. Com esses dados busca-se contribuir para avançar no entendimento da evolução crustal do FCSL e avaliar o uso do sistema Lu-Hf como parâmetro de identificação de área fonte de sucessões sedimentares. No primeiro caso, investiga-se o envolvimento de crosta arqueana na formação dessas rochas paleoproterozoicas do FCSL, já reportado nos terrenos birimiano do Cráton Oeste-Africano COA; (Petersson *et al.* 2016 e 2018). No que se refere ao estudo de proveniência sedimentar, a forte presença de zircões do Riachão nos arenitos da Formação Igarapé de Areia, propicia as condições necessárias para avaliar o uso do sistema Lu-Hf na caracterização isotópica das possíveis áreas fonte.

1.2 OBJETIVO

Esse trabalho teve como objetivo utilizar os sistemas isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão para compreender a evolução de granitoides originados no magmatismo cálcio-alcálico do Riachão no FCSL, e caracterizar a contribuição desses plútons para a formação dos depósitos sedimentares paleoproterozoicos dessa região. Para isso foram selecionadas amostras do Suíte Intrusiva Igarapé de Areia, maior corpo aflorante representante desse magmatismo, e da Formação Igarapé de Areia, cuja população de zircão detrítico é majoritariamente riachão e, portanto, adequada para verificar a aplicabilidade dessas metodologias isotópicas em estudo de proveniência sedimentar. Por fim, os dados obtidos foram utilizados em comparação com as assinaturas isotópicas de Hf de rochas birimianas do COA notadamente para discutir as possíveis fontes dos depósitos sedimentares paleoproterozoicos estudados.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo está localizada na região dos limítrofes dos estados do Pará e Maranhão (figura 1.1), abrangendo os municípios de Capanema, no Pará, e Cândido Mendes e Maracaçumé no Maranhão. O acesso a área, a partir da capital paraense, é feito pela rodovia federal BR-316.

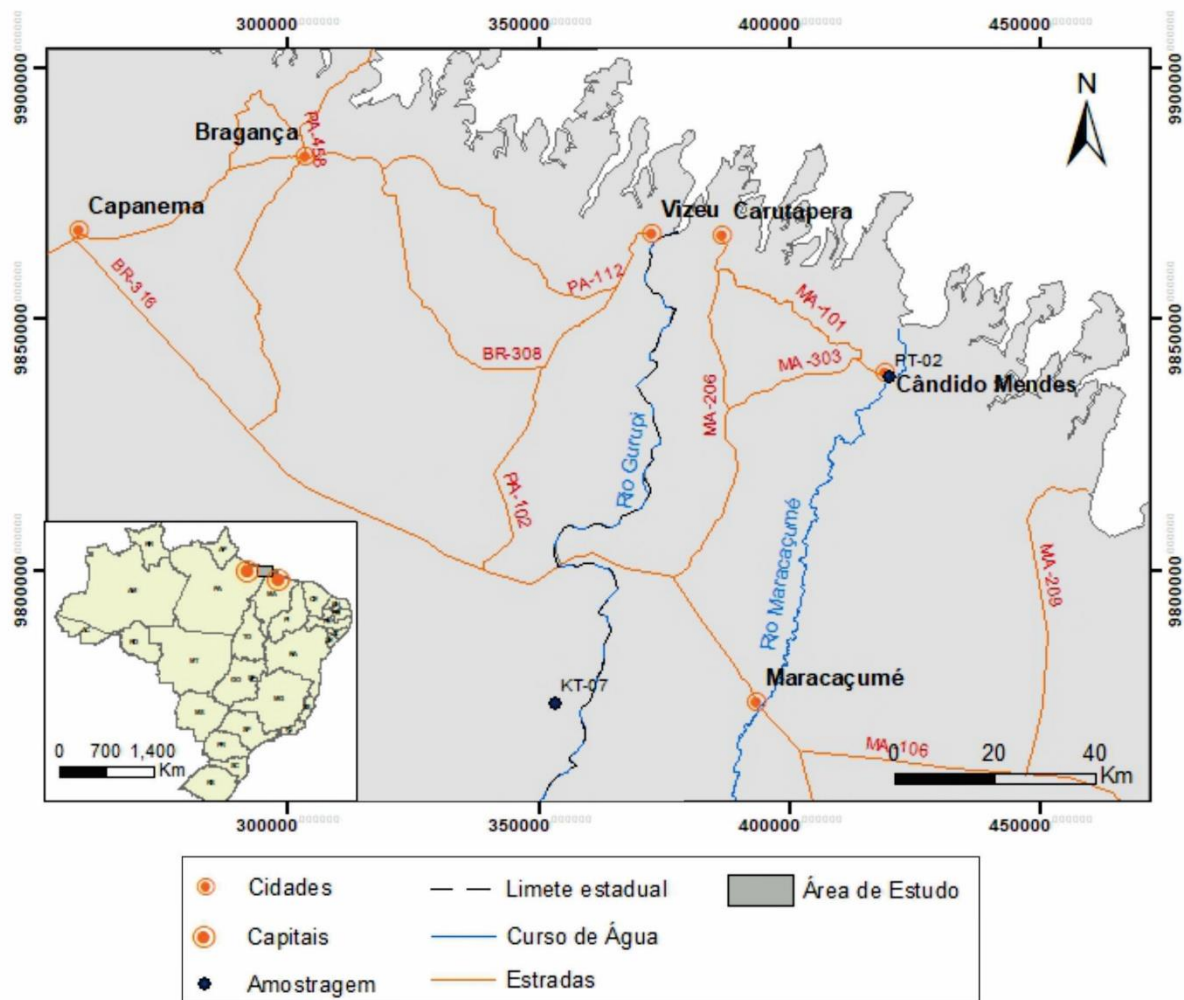


Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo com os pontos de amostragem.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

Dentro do contexto geológico da Plataforma Sul-americana (Almeida *et al.* 2000), ao noroeste e nordeste dos estados do Pará e Maranhão, respectivamente, está localizado a região do Gurupi (Hurley *et al.* 1967) (figura 2.1). Essa região é compartimentada em dois domínios o Cráton São Luís ou Fragmento Cratônico São Luís (FCSL) e o Cinturão Gurupi (CG) (Klein *et al.* 2015). O FCSL (figura 2.2) é um núcleo cratônico paleoproterozóico e o CG é uma faixa móvel do Neoproterozoico que retrabalhou as rochas da borda desse núcleo cratônico (Klein 2004). Segundo Hassuí *et al.* (1984), esses dois domínios estão recobertos por sedimentos fanerozoicos.

O FCSL é constituído principalmente por sequências vulcanossedimentares (Grupo Aurizona, 2240 ± 5 Ma; Klein *et al.* 2008) e suítes graníticas (2056 a 2165 Ma), com ocorrências ocasionais de rochas metamórficas nas fácies anfíbolito e xisto verde (Klein & Sousa 2012). Por sua vez, o CG é composto por rochas sedimentares e ígneas metamorfizadas, granitos e coberturas sedimentares diversas (Klein *et al.* 2017a). Hassuí *et al.* (1984) propuseram a Zona de Cisalhamento Tentugal como o limite físico entre esses domínios. Essa estrutura é constituída por um conjunto de falhas transcorrentes sinistrais vinculadas à colisão oblíqua de direção NNW-SSE e geometria sinistral (Pastana 1995). Segundo Klein *et al.* (2005a) esta zona de cisalhamento representaria um limite geocronológico e litoestrutural, e não uma descontinuidade crustal separando terrenos distintos. Assim, os limites entre o FCSL e o CG encontram-se encobertos por sedimentos fanerozoicos, e ainda são desconhecidos.

2.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

2.1.1 Domínio Fragmento Cratônico São Luís (FCSL)

Esse domínio é definido como um segmento crustal paleoproterozoico, sem significativas evidências de retrabalhamento, formado por eventos acrescionais associados a colisões de arcos de ilha (Klein & Moura 2008). Assim, o FCSL é uma porção do Cráton Oeste Africano (COA) que se fragmentou durante o processo de rifteamento do supercontinente Gondwana no Mesozoico e permaneceu na Plataforma Sul-Americana (Hurley *et al.* 1967, Brito Neves *et al.* 2001).

O FCSL ocorre a nordeste e noroeste dos estados do Pará e Maranhão, respectivamente (figura 2.1 e 2.2). Ele possui uma porção aflorante na direção leste-oeste com cerca de 400 km e na direção norte-sul com mais de 120 km. A maioria das exposições de rochas ocorre como janelas erosivas e tectônicas em meio à cobertura fanerozoica, sendo

limitada pela linha de costa ao norte e à sul e sudoeste pela Zona de Cisalhamento Tentugal (Hassuí *et al.* 1984).

O quadro litoestratigráfico desse domínio cratônico é representado por sequências metavulcanossedimentares, suítes graníticas variadas e ainda componentes sedimentares. As unidades geológicas encontradas no FCSL estão sumarizadas na tabela 2.1, assim como suas idades e os métodos geocronológicos empregados. O **Grupo Aurizona** (Pastana 1995), constituído por rochas metavulcanossedimentares nas fácies xisto verde e anfibolito, é a unidade litoestratigráfica mais antiga dessa região com 2240 ± 5 Ma (Klein & Moura 2001). Essa sequência é descrita como composta por xistos de composições variadas (orto e paraderivados), filitos, quartzitos, rochas metapiroclásticas, metacherts e meta-ultramáficas, sendo dividida nas formações Ramos, Pirocaua e Matará (Pastana 1995, Klein *et al.* 2008). Segundo Klein (2004), o Grupo Aurizona formou-se em arcos de ilha intra-oceânicos.

A **Formação Matará** engloba rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas, e a **Formação Pirocaua** é composta por rochas piroclásticas e vulcânicas ácidas metamorfizadas. A **Formação Ramos** é constituída pelas rochas metassedimentares do Grupo Aurizona (Klein *et al.* 2008).

A **Suíte Intrusiva Tromai** é a unidade de maior extensão da região do FCSL, subdividida em Tonalito Cândido Mendes e Granito Areal (Pastana 1995), posteriormente, sendo redividida em **Granodiorito Bom Jesus**, **Tonalito Cavala** e **Granito Areal** de acordo com Klein *et al.* (2008). Essa suíte granítica é constituída de batólitos e *stocks* de composição predominantemente tonalítica, trondhjemitica e granodiorítica (TTG; Klein *et al.* 2005c). Essas rochas são consideradas juvenis e apresentam idades de 2165 ± 8 Ma (Klein & Lopes 2011).

O **Granito Areal**, inicialmente definido como uma fácies da Suíte Intrusiva Tromai, foi posteriormente desmembrado devido constituir um magmatismo distinto do anterior. Ele é composto por rochas cálcio-alcalinas, peraluminosas de composição monzogranítica e sienogranítica, com idade de 2152 ± 3 Ma (Klein & Moura 2003).

A **Suíte Intrusiva Tracuateua** (Costa 2000) é representada por granitoides peraluminosos de composição sienogranítica e monzogranítica com idades entre 2086 a 2091 Ma (Palheta 2001). O **Granito Negra Velha** é constituído de shoshonitos, pequenos corpos tardios e fortemente evoluídos, com idade de 2056 a 2076 Ma (Klein & Lopes 2011, Klein *et al.* 2008).

Ocorrem ainda unidades vulcânicas relacionadas a fases tardi a pós-orogênicas: (1) A **Unidade Vulcânica Serra do Jacaré** é constituída por dacitos pórfiros, andesitos e basaltos, além de brechas vulcânicas. Essas rochas apresentam características de arco transicional a

margem continental ativa, com idades de 2163 ± 3 Ma; (2) A **Formação Rio Diamante** compreende fluxos de depósitos vulcanoclásticos com idades de 2159 ± 7 Ma; e (3) A **Unidade Vulcânica Rosilha** composta por tufos, riolitos e dacitos com idades entre 2014 e 2168 Ma. (Klein *et al.* 2009).

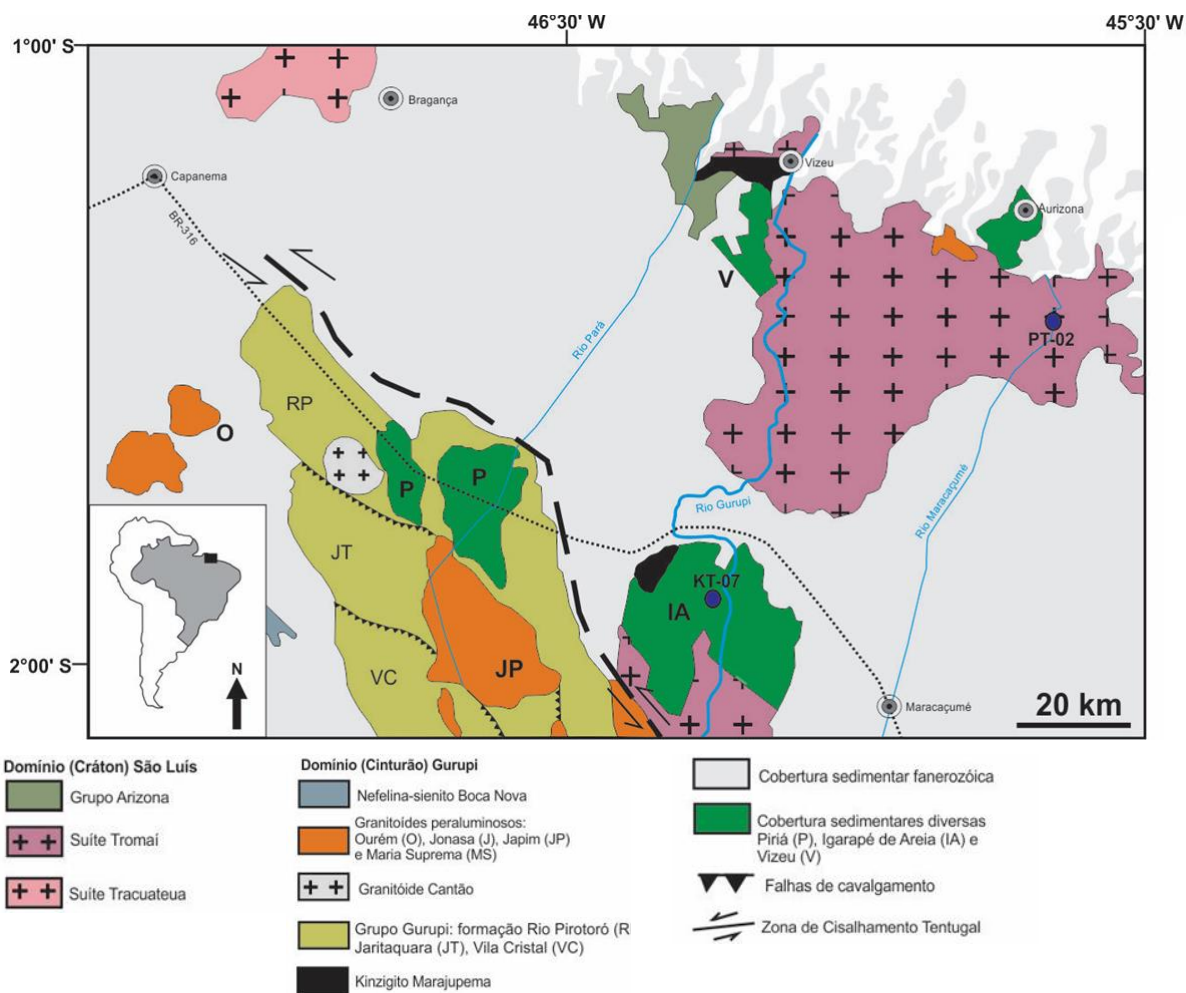


Figura 2.1- Mapa geológico da região do Gurupi, modificado de Klein & Moura (2003), compilado e modificado (Pastana 1995, Almeida 2000, Costa 2000).

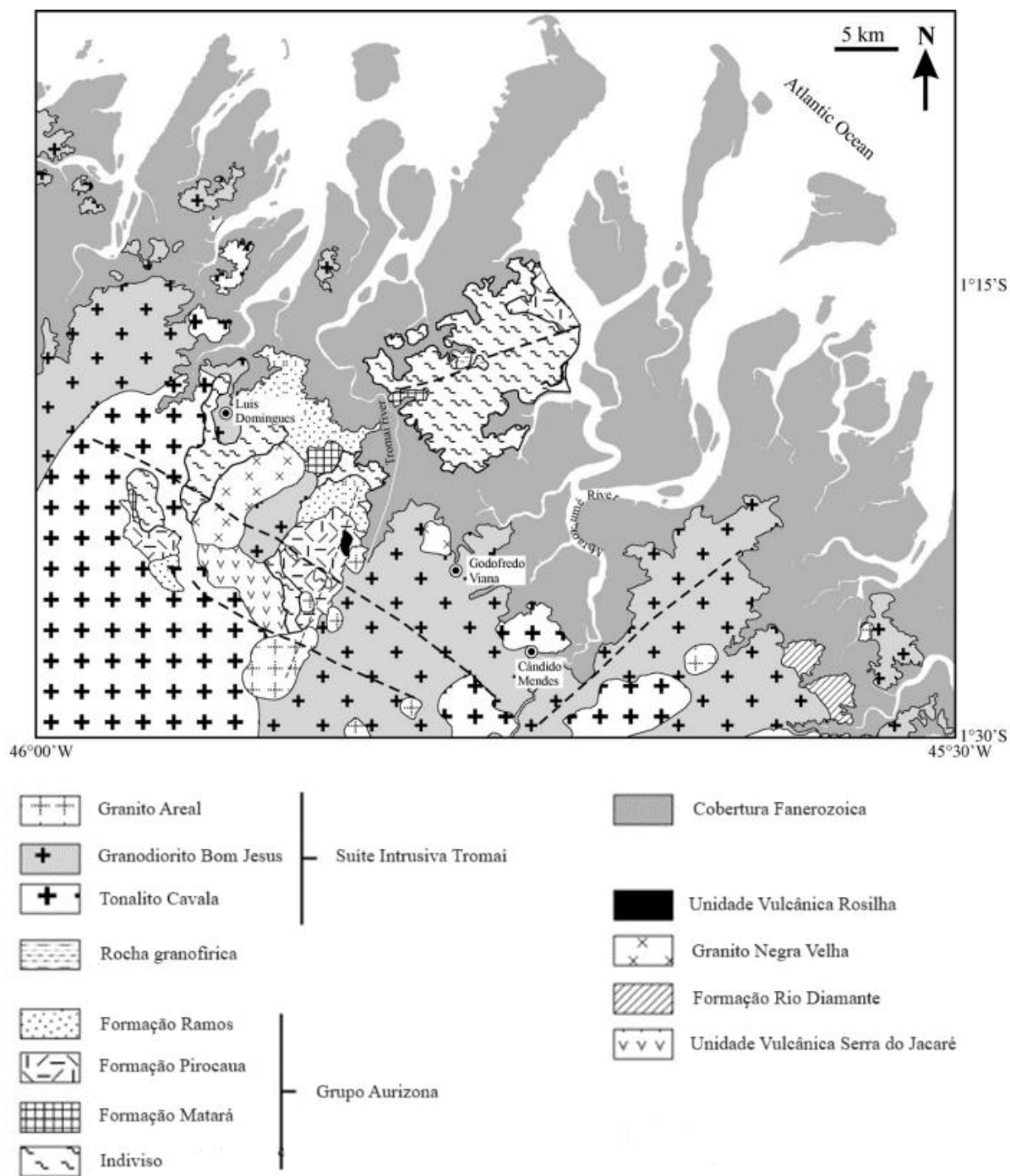


Figura 2.2- Mapa geológico detalhado da região do Fragmento Cratônico São Luís segundo Klein *et al.* (2008).

Tabela 2.1- Compilado de dados geocronológicos prévios dos domínios geotectônicos Fragmento Cratônico e cinturão de Cisalhamento Gurupi.

	Unidades Estratigráficas	Idade (Ma)	Método	Referência
Fragmento Cratônico SãoLuís	Grupo Aurizona	2240±5	Pb-Pb zr	1
	Suíte Intrusiva Tromaí	2174±5	U-Pb LA	2
		2148±4	Pb-Pb zr	1
	Granito Areal	2152±3	U-Pb LA	3
	Suíte Intrusiva Tracuateua	2086 a 2091	U-Pb LA	4
	Granito Negra Velha	2056 a 2076	Pb-Pb zr	5
	Unidade Vulcânica Serra do Jacaré	2163±3	U-Pb S	6
	Formação Rio Diamante	2159±7	U-Pb S	6
	Unidade Vulcânica Rosilha	2014 e 2168	Pb-Pb zr	6
	Formação Viseu	1950 a 2170	Pb-Pb zr	7
Formação Igarapé de Areia	1950 e 2170	U-Pb LA	8	
	1940 a 2325	U-Pb LA	9	
Cinturão Gurupi	Metatonalito Igarapé Grande	2594±3	Pb-Pb zr	10
	Complexo Itapeva	2114 - 2258	U-Pb LA	11
	Formação Vila Cristal	1086 - 2885	U-Pb LA	11
	Formação Marajupema	920 - 2450	U-Pb LA	11
	Formação Rio Piritoró	2062 - 2944	U-Pb LA	11
	Formação Chega Tudo	2148±1 a 2160±3	Pb-Pb zr	1
	Formação Cabeça de Porco	2115 - 2228	U-Pb LA	11
	Formação Piriá	590 Ma a 2200	U-Pb LA	12
		509 a 2298	U-Pb LA	9
	Granito Cantão	2163±4	Pb-Pb zr	13
	Granito Timbozal	2084±5	U-Pb LA	13
	Granito Maria Suprema	2100±12	U-Pb TIMS	14
	Granito Tramancuoca	2079±12	U-Pb LA	12
	Granito Moça	2210±16	U-Pb LA	2
	Granito Japiim	2116±12	U-Pb LA	12
	Granito Jonasa	2142±9	U-Pb LA	15
	Nefelina-sienito Boca Nova	732±7	U-Pb LA	10
	Metamicronalito Caramujinho	624±16	U-Pb LA	2
Granito Ney Peixoto	549±4	Pb-Pb zr	4	

Referências: (1) Klein & Moura (2001); (2) Klein *et al.* (2020b); (3) Klein & Moura (2003); (4) Palheta (2001); (5) Klein *et al.* (2008); (6) Klein *et al.* (2009); (7) Pinheiro *et al.* (2003); (8) Amaral (2018); (9) Teixeira *et al.* (2007); (10) Klein (2004); (11) Klein *et al.* (2020a); (12) Klein (2015); (13) Palheta *et al.* (2009); (14) Klein *et al.* (2005c); (15) Klein *et al.* (2012).

Métodos: (Pb-Pb Zr) Evaporação de Pb em zircão; (U-Pb LA) U-Pb por LA-MC-ICP-MS; (U-Pb S) U-Pb por SHRIMP; (U-PB TIMS) U-Pb por diluição isotópica ID-TIMS.

Ademais, o FCSL incorpora rochas metasedimentares reunidas nas formações **Igarapé de Areia e Viseu**. A datação de grãos detríticos de zircão dessas unidades fornecem idades de 1940 a 2325 Ma (Formação Igarapé de Areia; Teixeira *et al.* 2007, Amaral 2018,

Klein *et al.* 2020a), entre 2100 e 2218 Ma (Formação Viseu; Pinheiro *et al.* 2003, Klein *et al.* 2020a).

2.1.2 Domínio Móvel – Cinturão Gurupi (CCG)

O CG é uma faixa móvel Neoproterozóica que ocorre ao longo da margem sul do Fragmento Cratônico São Luís, estando estruturado na direção NNW-SSE. Sua área aflorante se estende por cerca de 160 km na direção noroeste-sudeste e 50km na direção nordeste-sudoeste. Os limites da faixa móvel estão encobertos por sedimentos fanerozoicos e continuam indefinidos (Klein *et al.* 2005a)

Esse domínio geotectônico apresenta uma maior complexidade evolutiva quando comparada com a porção cratônica da região do Gurupi. Segundo Klein *et al.* (2008) sua evolução é derivada de eventos policíclicos e suas feições estruturais complexas podem ser resultado de um único ou mais eventos deformacionais. A maioria dos corpos encontrados no CG apresenta uma geometria alongada na direção NW-SE, com exceção de alguns *stocks* graníticos (Klein & Moura 2008). A intensidade da deformação é heterogênea sendo de maior intensidade na porção central e sudoeste, com a presença de foliações miloníticas e lineações de estiramento mineral (Ribeiro 2002).

Sequências metassedimentares, gnaisses e rochas plutônicas compõem a coluna litoestratigráfica desse domínio (Lopes & Klein 2014), e a compartimentação dessas unidades está condensada na tabela 2.1. O **Metatonalito Igarapé Grande** engloba duas lentes de metatonalitos granoblásticos com idade arqueana de 2594 ± 3 Ma, constituindo a unidade mais antiga do domínio (Klein 2004). Os gnaisses tonalíticos foliados e bandados da fácies anfíbolito do **Complexo Itapeva**, apresentam uma idade de entre 2114 e 2258 Ma para o protólito ígneo (Klein *et al.* 2020b).

Na porção limítrofe dos domínios CG e FCSL ocorre a **Formação Chega Tudo** que é uma sequência metavulcanossedimentar com rochas nas fácies xisto verde e anfíbolito baixo. Essa unidade de idade de 2148 ± 1 a 2160 ± 3 Ma (Klein & Moura 2001), hospeda a maior parte dos depósitos auríferos conhecidos no CG (Klein *et al.* 2005b). Klein *et al.* (2017a) reestruturam o **Grupo Gurupi**, que era composto por uma sequência metassedimentar, em três novas unidades: (1) **Formação Vila Cristal**, composta predominantemente por quartzo-mica xisto, com idades de 1086 ± 22 a 2885 ± 18 Ma ; (2) **Formação Marajupema**, constituída por quartzitos e feldspatos quartzitos com idades de 920 ± 32 a 2450 ± 33 Ma ; e (3) **Formação Rio Piritoró**, composta de rochas de granulação fina, como filitos e xistos, além de meta-arenitos,

siltitos, argilitos e grauvacas com idade de 2062 ± 7 a 2944 ± 2 Ma para os zircões detríticos (Klein *et al.* 2020a).

A **Formação Cabeça de Porco** é composta de rochas sedimentares não metamorfizadas ou com baixo grau de metamórfico com idade de 2120 a 2230 Ma para os zircões detríticos. Essa formação pode ser subdividida em sete litofácies da base para o topo: (1) conglomerato oligomítico; (2) siltito com marcas onduladas; (3) siltito maciço intercaldo com arenito; (5) siltito com laminação plano-paralela; (6) pelito laminado com lentes de siltito; e (7) siltito com camadas intermediárias de argilito (Klein *et al.* 2020a).

Os granitos paleoproterozóicos de composição monzogranítica são representados pelo **Granito Cantão** de 2163 ± 4 Ma, e pelo **Granito Timbozal** de 2084 ± 5 Ma, idades em monocristais de zircão (Palheta *et al.* 2009). Ocorre ainda uma série de granitos peraluminosos paleoproterozóicos denominados **Granito Maria Suprema** (2100 ± 12 Ma), **Granito Tamancuoca** (2079 ± 12 Ma), **Granito Moça** (2210 ± 16 Ma), **Granito Japiim** (2116 ± 12 Ma) e **Granito Jonasa** (2142 ± 9 Ma) (Klein *et al.* 2005c, Klein *et al.* 2015, Klein & Lopes 2011, Klein *et al.* 2012).

As unidades **Nefelina-sienito Boca Nova**, **Metamicronalito Caramujinho** e **Granito Ney Peixoto** correspondem a atividade magmática neoproterozoica do CG. O primeiro é uma intrusão alcalina de 732 ± 7 Ma (Klein 2004), que posteriormente foi metamorfizada e gnaissificada (Klein *et al.* 2005c). Por sua vez, o Metamicronalito Caramujinho é uma intrusão cálcio-alcalina de 624 ± 16 Ma que também foi metamorfizada (Klein & Lopes 2011). O Granito Ney Peixoto é um corpo peraluminoso pós-tectônico de 549 ± 4 Ma (Palheta 2001).

Ademais, igualmente ao FCSL, há a ocorrência de rochas sedimentares, como as formações **Piriá e Igarapé de Areia**, essa última também ocorrendo no FCSL. A **Formação Piriá**, de acordo com os estudos de proveniência sedimentar, apresenta idades de 590 Ma a 2200 Ma para seus zircões detríticos (Klein 2015, Amaral 2018).

2.2 GRANITOIDES PALEOPROTEROZOICOS DA FRAGMENTO CRÂTONICO SÃO LUÍS

No domínio FCSL são registrados diversos corpos graníticos de idade paleoproterozóica, como as unidades: Suíte Intrusiva Tromai, Granito Areal, Suíte Intrusiva Tracuateua e Granito Negra Velha.

2.2.1 Suíte Intrusiva Tromaí

Foi inicialmente definida por Costa *et al.* (1977) como um conjunto vulcano-plutônico constituído por tonalitos, trnhjemitos e granodioritos (TTG), granitos, quartzo-andesitos, riolitos e dacitos, o qual nomearam de Associação Anorogênica Tromaí. Posteriormente, Abreu *et al.* (1980) renomearam a unidade para Formação Tromaí e Pastana (1995) definiu como Suíte Tromaí, sendo atualmente incorporada a denominação suíte “intrusiva”.

Pastana (1995) dividiu a suíte em duas unidades, o Granito Areal e o Tonalito Cândido Mendes. O primeiro era constituído de apenas um único *stock* de composição monzogranítica e sienogranítica, que foi interpretado como uma fácies da Suíte Intrusiva Tromaí. Entretanto atualmente, esse granito é visto por alguns autores como uma unidade a parte da suíte pela falta de contemporaneidade entre eles, propondo que ele seja uma fase mais evoluída do magmatismo Tromaí (Klein & Moura 2003, Klein *et al.* 2005b).

A Suíte Intrusiva Tromaí é composta por batólitos e *stocks* de rochas cálcico-alcálicas, metaluminosas do tipo I (Klein & Moura 2003). Suas porções aflorantes ocorrem nas proximidades da cidade homônima e no rio Maracaçumé. Formado por uma variação de granodioritos e tonalitos, estabelece relações de contato discordante com rochas supracrustais do Grupo Aurizona, além de contatos litológicos discordantes com as unidades sedimentares formações Igarapé de Areia, Viseu, Serra Grande, Itapecuru e Barreiras (Klein & Lopes 2011).

Sua assembleia mineral é dominada por plagioclásio, quartzo, hornblenda, clorita, biotita e epidoto. Minerais como titanita, apatita, zircão e opacos podem ocorrer como fases acessórias. A presença de fases minerais secundárias, como sericita, clorita, epidoto e calcita, é ocasionado pela generalizada alteração hidrotermal que essas rochas foram expostas (Klein & Lopes 2011).

Os padrões de ETR e elementos traço (LILE, HFSE) dessa unidade são similares aos granitoides de arco de ilha e/ou margem continental. Essa interpretação também é sustentada pela natureza cálcio-alcálica da suíte e as anomalias negativas de Nb em todo o espectro de variação do teor de SiO₂ (Klein & Lopes 2011). São registradas idades entre 2148±4 e 2165±2 Ma (tonalito e granodiorito, respectivamente; Klein & Moura 2001, Klein & Lopes 2011). Os isotópicos de Sm-Nd apresentam assinatura de $\epsilon_{Nd(t)}$ positiva, indicando uma origem juvenil, e idade modelo Nd-T_{DM} de 2,37 Ga (Klein & Sousa 2012). Mais recentemente, Klein & Rodrigues (2021) registraram valores positivos de $\epsilon_{Hf(t)}$ (1,9 a 7,4) e idades modelo Hf-T_{DM}^C de 2,27 a 2,61 Ga.

De acordo com Klein *et al.* 2008, essa unidade é subdividida em Tonalito Cavala e Granodiorito Bom Jesus (figura 2.2). O primeiro é composto por tonalitos e quartzo dioritos, além de dioritos, monzodioritos e granodioritos, e apresentam hornblenda em sua assembleia mineral. Por sua vez, o Granodiorito Bom Jesus é a unidade predominante na suíte, sendo composto de granodioritos, tonalitos e monzogranitos. Biotita e mais restritamente hornblenda estão presentes em sua assembleia mineral, porém os dois minerais nunca ocorrem juntos em uma mesma amostra, exceto quando produto de alteração (Klein *et al.* 2008).

2.2.2 Suíte Intrusiva Tracuateua

Costa (2000) criou essa denominação para reunir os corpos granitoides de Tracuateua, Mirasselas e Tauari, que afloram nas proximidades da cidade de Bragança no estado do Pará (figura 2.1). A Suíte Intrusiva Tracuateua é composta por plútons de composição sieno- e monzogranítica, de granulação variada, maciços, mas foliados quando nas proximidades de zonas de cisalhamento. Esses granitoides possuem enclaves de xistos e migmatitos. Sua mineralogia é constituída de quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita como fases principais, e minerais opacos, zircão, apatita, rutilo e granada como fases acessórias (Lowell 1985, Costa 2000, Palheta 2001).

Segundo Lowell (1985) e Costa (2000) esses granitoides apresentam características compatíveis a granitos do tipo S, peraluminosos, provavelmente derivados do processo de fusão de rochas crustais (metassedimentares). Os plútons de Tracuateua e Mirasselas apresentam idades de 2086 Ma e 2091 Ma respectivamente (Palheta 2001). As idades modelos de Sm-Nd apresentam valores entre 2,31 e 2,50 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos a negativos, o que foi interpretado como a participação de crosta mais antiga na formação do magma que deu origem a Suíte Intrusiva Tracuateua (Palheta 2001).

2.3 COBERTURAS SEDIMENTARES DA REGIÃO DO GURUPI

Formações sedimentares ocorrem em ambos os domínios, FCSL e GC, sendo descritas como formações Vizeu, Igarapé de Areia e Piriá. A primeira está presente apenas no FCSL, enquanto as duas últimas ocorrem tanto na porção cratônica quanto na faixa móvel.

2.3.1 Formação Igarapé de Areia

Essa formação foi inicialmente definida por Abreu *et al.* (1980) para designar as rochas sedimentares depositadas no FCSL, e posteriormente redefinida cartograficamente por Klein & Lopes (2011), identificando que essa unidade ocorre também no domínio CG. Essas ocorrências registradas nas proximidades do domínio de cisalhamento Tentugal possuem

estruturação em corpos alongados nas direções NNW-SSE. Na porção central e sudoeste da Folha Centro Novo Maranhão, ocorrem associadas a rochas vulcanosedimentares da Formação Chega Tudo com estruturação NW-SE, enquanto ao noroeste, possui contatos por falhas e zonas de cisalhamento com a Suíte Intrusiva Tromaí (Klein & Lopes 2011). A deformação dessa unidade é heterogênea, a noroeste não se encontra evidências significativas de deformação, observando um aumento progressivo para oeste e sudoeste, com o aparecimento de dobras e reorientação do acamamento sedimentar (Klein *et al.* 2017a).

Petrograficamente, os arenitos dessa formação são compostos grãos de quartzo microcristalino (raramente policristalinos), muscovita e clorita, além de minerais opacos. Esses grãos de quartzo são mal selecionados, subangulosos, e com contatos serrilhados, tríplexes e côncavo-convexos. Normalmente apresentam matriz recristalizada, composta por sericita e/ou muscovita (Klein & Lopes 2011).

Klein & Lopes (2011) descreveram a litologia dessa formação, identificando três associações de fácies: (I) arenito médio a grosso com intercalações de conglomerado oligomítico e quartzo arenito sericítico; (II) arenito grosso com intercalações de pelitos; e (III) metarenito conglomerático oligomítico com estratificações cruzada tabular e acanalada marcada por magnetita, apresenta contato brusco concordante com os tufos da Formação Chega Tudo. O paleoambiente de sedimentação dessa formação é interpretado como continental fluvial com rios entrelaçados de elevada mobilidade e energia (Pastana 1995, Klein & Lopes 2011).

Diversos estudos geocronológicos em zircão detríticos foram realizados nessa formação. Teixeira *et al.* (2007) obteve idades entre 2110 a 2170 Ma por evaporação de Pb em zircão e U-Pb por LA-MC-ICP-MS. Posteriormente, Amaral (2018) obteve idades de zircão detrítico por U-Pb de 2052 a 2275 Ma, e Klein *et al.* (2020a), idades de 2075 a 2273 Ma. A datação desses grãos de zircão detríticos extraídos de arenitos dessa unidade apontam para uma idade máxima de sedimentação no final do Riáciano. Esses intervalos são consistentes com os principais estágios de evolução do FCSL (Klein *et al.* 2008, Klein & Sousa 2012).

Os dados isotópicos de Sm-Nd realizados nos metarenitos da formação revelaram valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos a positivos (-7,3 a 1,4) e idades modelo Nd- T_{DM} de 2,55 a 2,88 Ga (Klein *et al.* 2020a). Enquanto, os estudos geoquímicos em rocha total indicavam proveniência sedimentar quartzosa e ambiente de margem continental passiva (Teixeira *et al.* 2007). Entretanto, de acordo com Klein & Lopes (2011) esse ambiente não seria condizente com a associação da Formação Igarapé de Areia com a Formação Chega Tudo, formada possivelmente em ambiente orogênico de antepaís.

2.3.2 Formação Viseu

Abreu *et al.* (1980) denominou de Formação Viseu o conjunto de conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos médios a grossos, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno e médio porte, além de pelitos com estratificação plana, que ocorrem nas proximidades do município homônimo, no nordeste do estado do Pará. Essa formação apresenta uma limitada faixa de ocorrência, com cerca de 4 a 5 km², sendo suas melhores exposições observadas ao longo da rodovia Bragança-Viseu. Apresenta contato com os tonalitos da Suíte Intrusiva Tromai e com clásticos terciários da Formação Barreiras (Pastana & Farias 2001). De acordo com esses autores, os indicadores paleoclimáticos sugerem um clima essencialmente árido a semiárido, durante a sedimentação dessa formação sedimentar.

As datações de zircões detríticos revelaram idades de 1950 a 2170 Ma e 2137 a 2218 Ma (Pinheiro *et al.* 2003, Klein *et al.* 2020a). Segundo Pinheiro *et al.* (2003), devido a similaridades litológico-estruturais, a Formação Viseu é correlacionável com a Formação Igarapé de Areia. Essas duas formações seriam relíquias de uma única bacia sedimentar, que foram isoladas durante soerguimento do Cinturão Gurupi no final Neoproterozoico ou durante rifteamento do continente Gondwana que formou outras bacias intracratônicas, com a Bacia do Parnaíba (Klein *et al.* 2022). Ambas compartilham também semelhanças com a sequência sedimentar Tarkwa no COA e com a Bacia Castelo dos Sonhos no Cráton Amazônico (Pigois *et al.* 2003, Klein *et al.* 2017b).

2.3.3 Formação Piriá

Esta unidade foi inicialmente definida por Abreu *et al.* (1980) como um conjunto de subarcoseos, arenitos finos, grauvacas, argilitos e conglomerados condicionados por falhas. Posteriormente foi redefinida por Costa (2000) e Lopes *et al.* (2016). Esses últimos identificaram quatro associações de fácies: (1) arcóseo com estratificação plano-paralela intercalado com pelito, (2) fácies siltitos e pelitos laminados com laminação plano-paralela, (3) arcóseos finos a médios com estratificação plano-paralela, *hummocky* e cruzada de grande porte, e (4) conglomerado oligomítico. De acordo com Lopes *et al.* (2016), os sedimentos dessa formação teriam sido depositados nas regiões de flexuras da bacia em regime de sistema fluvial, com exceção da fácies conglomerática.

Os dados geocronológicos dos zircões detríticos dessa formação apresentam uma grande amplitude de idades. Lopes *et al.* (2016) obtiveram idades neoproterozoicas a paleoproterozoicas, definindo a idade máxima de deposição como ediacarana (591 Ma).

As datações de U-Pb em zircão detrítico de Amaral (2018) mostram uma variedade de populações em 3 fácies dessa formação. A fácies arcóseos intercalados com pelitos laminados apresentou populações predominantemente riacianas (2050 a 2266 Ma) e orosirianas (1797 a 2046 Ma). Subordinadamente ocorrem grãos detríticos do Mesoproterozoico (1243 a 1630 Ma), Neoproterozoico (idades ediacaranas a tonianas, 509 a 951 Ma) e Meso- a Neoarqueano (2600 a 2982 Ma). Por sua vez, a fácies conglomerática apresentou idades do Orosiano ao Riáciano (2051 a 2298 Ma), enquanto a fácies arcóseos finos possui idades orosirianas/riacianas (2013 a 2169 Ma) e arqueanas (2661 a 3092 Ma).

2.4 CRÁTON OESTE AFRICANO

O Cráton Oeste Africano (COA) se estende por toda a África Ocidental, em cerca de 14 países. Ele é composto por dois núcleos arqueanos. A noroeste o Escudo *Reguibat*, e sudoeste o Escudo *Man*, que são separados por domínios paleoproterozoicos (Boher *et al.* 1992; figura 2.3). Essas porções paleoproterozoicas são compostas por cinturões, bacias sedimentares e extensa presença de granitoides TTGs, que estão recobertos por bacias sedimentares neoproterozoicas ou mais jovens (Jessel *et al.* 2015).

Os terrenos do COA foram formados durante as orogenias do Arqueano e do Paleoproterozóico, sendo que durante o rifteamento no Mesozoico com a abertura do Atlântico, uma porção do Escudo *Man* permaneceu na América do Sul formando o FCSL (Villeneuve & Cornée 1994).

2.4.1 Escudo *Man*

O Escudo *Man*, também conhecido como Leo, é dividido em dois domínios: *Kénema-Man*, domínio ocidental composto predominantemente de rochas arqueanas; e *Baoulé-Mossi*, domínio oriental, composto de rochas paleoproterozoicas. O limite entre esses domínios é definido pela zona de falha Sassandra. Entretanto, atualmente acredita-se que os núcleos arqueanos e as rochas paleoproterozoicas são observadas dos dois lados (Baratoux *et al.* 2011).

O domínio *Kénema-Man* é composto por gnaisses TTG bandados, *greenstones*, metavulcânicas ultramáficas e máficas, formações ferríferas, filitos, grauvacas, quartzitos e intrusões graníticas (Attoh & Ekwueme 1997). Alguns autores separaram as rochas arqueanas encontradas nesse domínio em quatro estágios de evolução. As fases pré-leoniana e leoniana são representadas por gnaisses cinzentos e *greenstone belts*, onde predominava o magmatismo juvenil, enquanto na fase liberiana, ocorre o metamorfismo de médio grau da crosta, além de intrusões graníticas e charnockitos (Thiéblemont *et al.* 2001, 2004, Kouamelan *et al.* 1997). Na

fase pós-liberina ocorre a deposição de bacias sedimentares na região com idade máxima de deposição de 2,6 Ga (Billa *et al.* 1999, Thiéblemont *et al.* 2004).

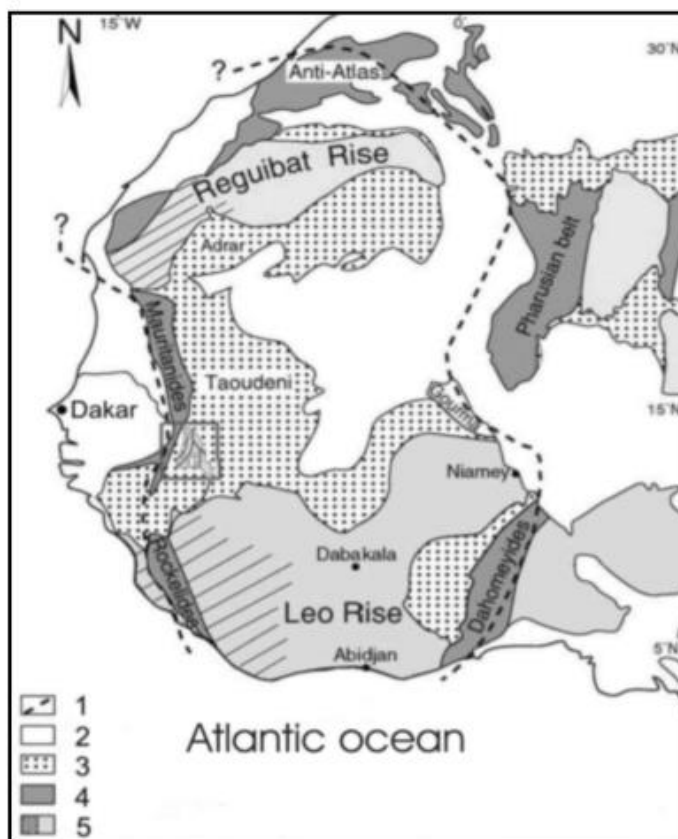


Figura 2.3- Mapa do Cráton Oeste Africano, modificado de Gasquet *et al.* 2003. (1) Limite do cráton; (2) cobertura Pós-Paleozoica; (3) Proterozóico tardio e paleozoico; (4) cinturões pan-africanos e hercínianos; (5) embasamento arqueano e paleoproterozoico (Gueye *et al.* 2007).

O domínio de *Baoulé-Mossi* é composto por cinturões vulcânicos, bacias sedimentares, granitoides e gnaisses com orientação para NNE-SSW formados durante o evento acrescional Birimiano (~2,1 Ga; Bratoux *et al.* 2011). Duas fases magmáticas são caracterizadas nesse domínio, a primeira é composta por tonalitos e granodioritos sódio-cálcicos, metaluminosos e calcio-alcálicos (2155 ± 15 Ma). A segunda é composta por granoitoides peraluminosos ricos em potássio (2100 ± 10 Ma; Dombia *et al.* 1998).

Diversos estudos como Hasui *et al.* (1984), Lesquer *et al.* (1984) e Feybesse *et al.* (2006) apontam que o FCSL fazia parte do Escudo *Man*, em função da forte semelhança litológica e geocronológica com as rochas do Domínio *Baoulé-Mossi*, formadas durante o evento Birimiano. Reconstruções paleogeográficas (figura 2.4) juntamente com dados geocronológicas e isotópicas permitem fazer a correlação de rochas paleoproterozoicas presentes nessas duas áreas (Klein & Moura 2008).

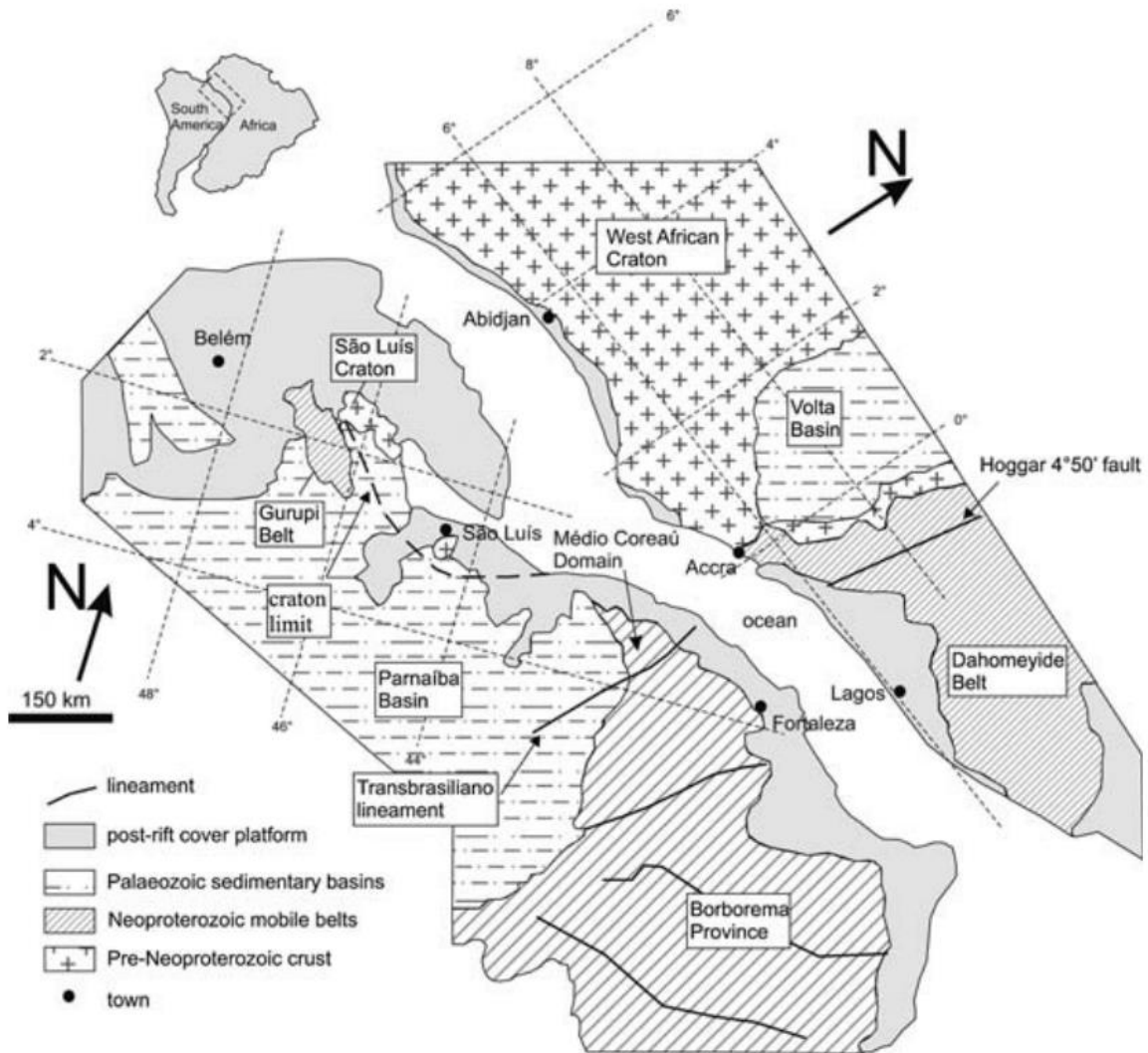


Figura 2.4- Reconstrução paleogeográfica pre-rifteamento da porção nordeste do Brasil com a porção noroeste do continente Africano durante o período aptiano, baseado na correlação de sequências sedimentares semelhantes (Klein & Moura 2008).

3 METODOLOGIA

3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O levantamento bibliográfico buscou o entendimento do contexto geológico da área de trabalho, notadamente dos corpos granitoides da Suíte Intrusiva Tromai e da formação sedimentar Igarapé de Areia, objetos desse estudo. Paralelamente, ela auxiliou no entendimento e construção de uma fundamentação teórica em relação aos métodos isotópicos aplicados nesse trabalho e suas limitações em relação a estudos de proveniência de rochas sedimentares.

3.2 AMOSTRAGEM DAS UNIDADES ESTUDADAS

A amostra do Suíte Intrusiva Tromai (PT-02) foi cedida pela professora Silvia Helena de Sousa Arcanjo da Universidade Federal do Maranhão (UFMA). Essa amostragem foi realizada nas proximidades da cidade de Cândido Mendes e do Rio Maracaçumé. A amostra da formação Igarapé de Areia (KT-07) foi coletada pela geóloga Keila Teixeira em um afloramento tipo blocos rolados próximos do Rio Maracaçumé, e disponibilizada pelo professor Cândido Moura.

As coordenadas de amostragem estão indicadas na tabela 3.1, juntamente com a unidade geológica a qual elas pertencem. A localização de cada amostra é observada no mapa da figura 1.1.

Tabela 3.1- Coordenadas dos pontos amostrados.

Unidade	Sigla	Coordenadas	Amostragem
Suíte Intrusiva Tromai	PT-02	01°27'46"S 45°43'23"W	Silva Arcanjo
Formação Igarapé de Areia	KT-07	02°03'51"S 46°19'26"W	Keila Teixeira

3.3 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras foram inicialmente tratadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências (IG) da UFPA, onde passaram pelo processo de britagem por meio do uso dos moinhos de mandíbula fixa e móvel (figura 3.1a), e pulverização no *shatter-box* (figura 3.1b). Posteriormente, no Sala de Separação de Minerais do Laboratório de Geologia Isotópica (Laboratório Pará-Iso) do IG/UFPA, as amostras foram submetidas a procedimentos para a separação dos minerais pesados. Esses procedimentos de preparação das amostras e separação dos grãos de zircão estão sintetizados na figura 3.2.

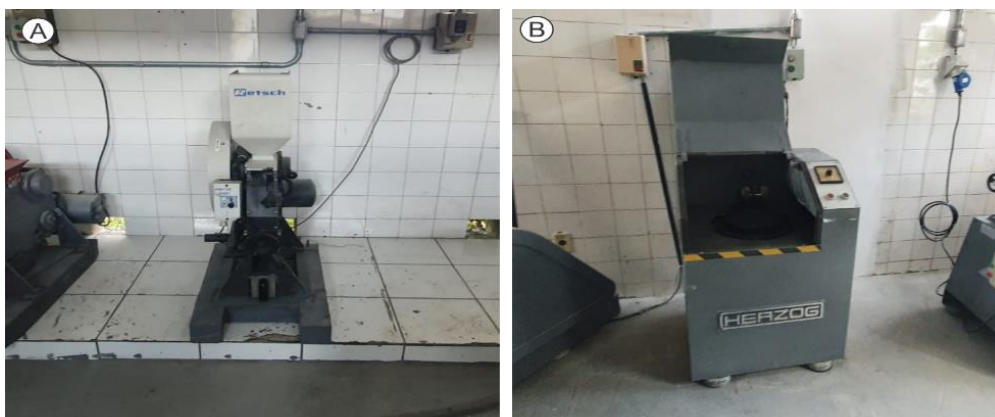


Figura 3.1- Equipamentos do OPA, em (a) moinho de mandíbula fixa utilizado na britagem das amostras; e em (b) *shatter-box* utilizado para a pulverização.

Inicialmente a amostra pulverizada passou por um processo de peneiramento úmido para se obter frações granulométricas nos intervalos de 250-175 μ m, 175-125 μ m e 125-70 μ m (figura 3.3a). As duas frações maiores foram utilizadas no processo de bateamento (figura 3.3b). Esse processo é realizado em movimentos giratórios que concentram o material pesado no fundo da bateia, enquanto o material mais leve é expelido da bateia por efeito da força centrífuga, e armazenado em uma bacia para eventual retrabalhamento.

O concentrado do material pesado foi submetido ao microbateamento, utilizando cápsulas de porcelana para separar os minerais pesados dos leves, por meio de movimentos oscilatórios (figura 3.3c). O concentrado de minerais pesados resultante foi colocado na estufa a 100°C para a secagem.

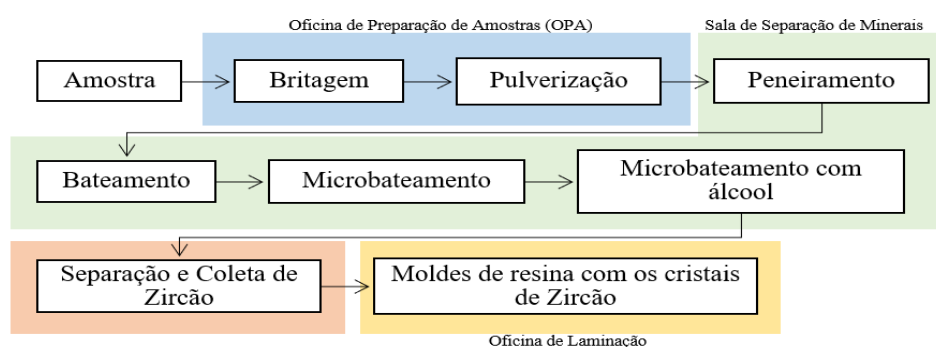


Figura 3.2- Histograma das etapas de preparação das amostras estudadas para as análises geocronológicas realizadas.

O material seco foi submetido a uma segunda etapa de microbateamento com álcool etílico hidratado de 92,4° GL, utilizando-se uma placa de Petri. Nesse processo, o material leve foi retirado com o auxílio de pipetas descartáveis (figura 3.3d). O concentrado de material pesado contendo zircão foi colocado na estufa a 50°C para secar.

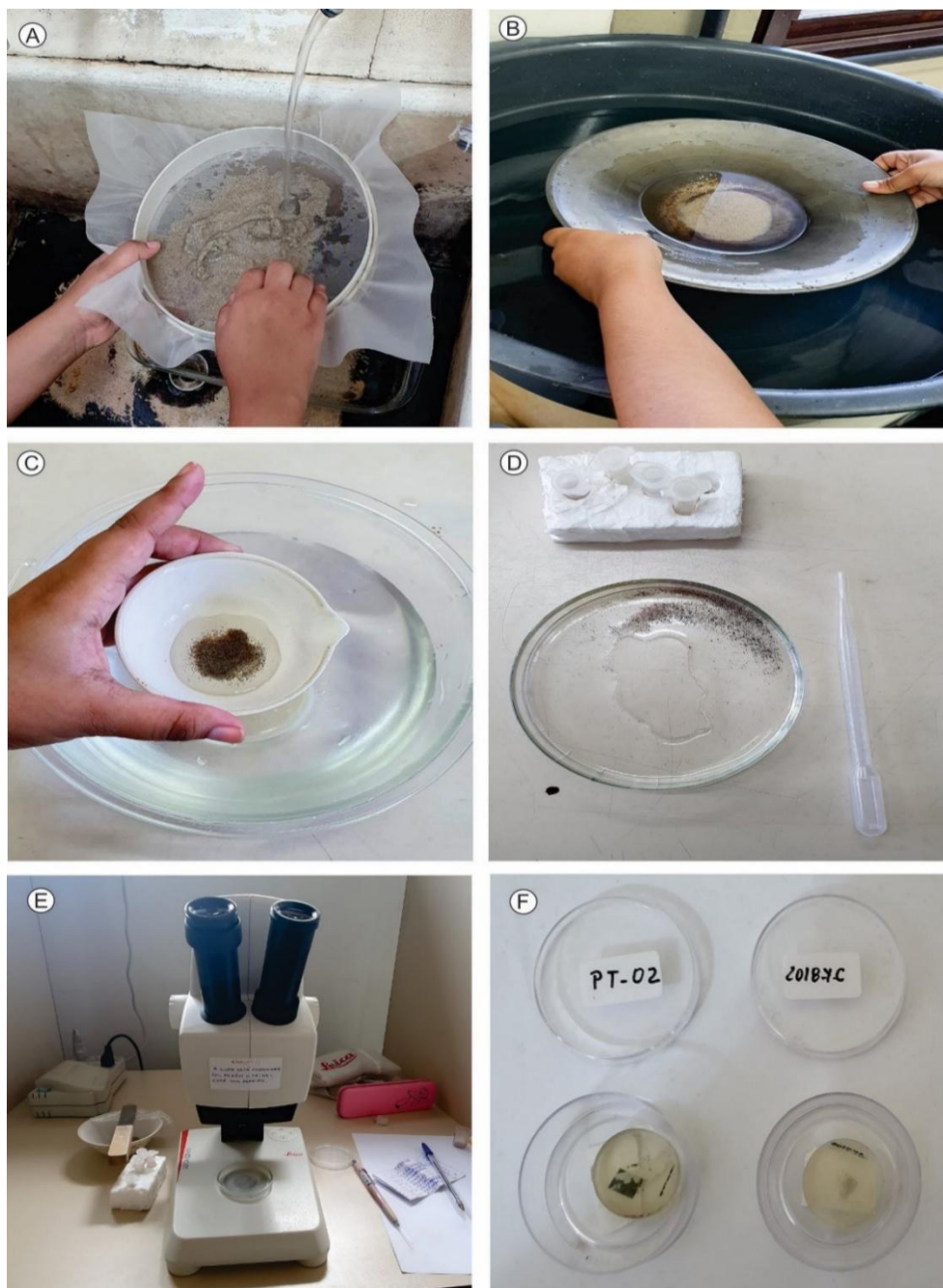


Figura 3.3- Etapas do procedimento de separação de minerais pesados; em (a) Peneiramento úmido da amostra; (b) Bateamento da fração granulométrica menor; (c) Microbateamento; (d) Microbateamento com álcool etílico; (e) Separação e coleta de zircões com auxílio da lupa binocular; e (f) Moldes de zircões selecionados da amostra Pt-02.

Após a secagem, foi feita a coleta dos grãos de zircões com o auxílio da lupa binocular e de uma agulha (figura 3.3e). Os grãos coletados foram armazenados em tubos de centrífuga com álcool. Em seguida, os grãos de zircões foram transferidos para uma fita de dupla face colocada em uma lâmina de vidro. Posteriormente, foram preparados moldes com resina epóxi para fixação dos grãos na Oficina de Laminação do IG/UFPa. Finalmente os grãos foram

polidos com o uso de lixas e pasta diamantada para a exposição do interior do zircão (figura 3.3f).

3.4 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Com o uso do microscópio óptico em luz transmitida foi realizado os estudos petrográficos e mineralógicos, compreendendo a identificação e a descrição sistemática dos minerais, das rochas selecionadas nesse estudo, com base em Deer *et al.* (1992). As texturas magmáticas, deformacionais e de alteração foram identificadas baseadas em Bard (1980), Hibbard (1995) e Mackenzie *et al.* (1982). A classificação da rocha ígnea seguiu o estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976 e Le Maitre 2002). A rocha sedimentar foi classificada segundo Folk (1974). As lâminas delgadas foram confeccionadas na Oficina de Laminação do IG/UFPA.

3.5 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

O estudo da proveniência sedimentar tem por objetivo principal reconstituir as relações existentes entre áreas fontes e as bacias sedimentares, investigando a distribuição dos sedimentos de sua origem até sua área de deposição. Existem técnicas que são aplicadas nesses estudos de proveniência, como análises modais da composição mineralógica detrítica e análises de minerais pesados, que são consideradas mais eficientes e precisas (Remus *et al.* 2008).

As análises geocronológicas pontuais (*in situ*) em zircão utilizando microanálises via microsonda iônica como o SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*), aumentou sensivelmente o poder de resolução nos estudos de proveniência sedimentar. A possibilidade de realizar microanálises com uma microsonda a laser conectada a um ICPMS (*Inductively Coupled Plasm Mass Spectrometry by Laser Ablation*) ampliou significativamente a obtenção de dados geocronológicos pontuais em zircão. A obtenção desses dados tornou possível estabelecer a idade das rochas ígneas ou metamórficas da área fonte, permitindo identificar a proveniência sedimentar com maior precisão (Remus *et al.* 2008).

A datação por U-Pb em zircão ($ZrSiO_4$) é muito presente em estudos atuais de proveniência sedimentar, sendo aplicada ou não em conjunto com outras técnicas. Por ser um mineral acessório ultraestável, o zircão é ideal para esse tipo de estudo, já que resiste a muitos processos sedimentares (Remus *et al.* 2008). Ademais ele é um mineral comum a diversas assembleias de minerais pesados presentes em rochas areníticas. Segundo Vermeesch (2004), a quantidade de grãos de zircão que deve ser utilizada nessas análises geocronológicas varia de acordo com a contribuição desse mineral no conteúdo detrítico. Assim, quanto maior o

número de populações de diferentes fontes for esperado, maior será a quantidade de grãos a serem estudados. Por exemplo, deve ser utilizado cerca de 117 grãos para se atingir um nível de confiabilidade estatística de 95% para registrar toda fração populacional que contribua com mais de 5% do conteúdo detrítico dessa rocha. O gráfico da figura 3.4 sintetiza os ensaios desenvolvidos por Vermeesch (2004) para diferentes quantidades de grãos (k) e sua probabilidade máxima (P_{\max}) de não ser caracterizado de acordo com a contribuição das populações no conteúdo detrítico (f).

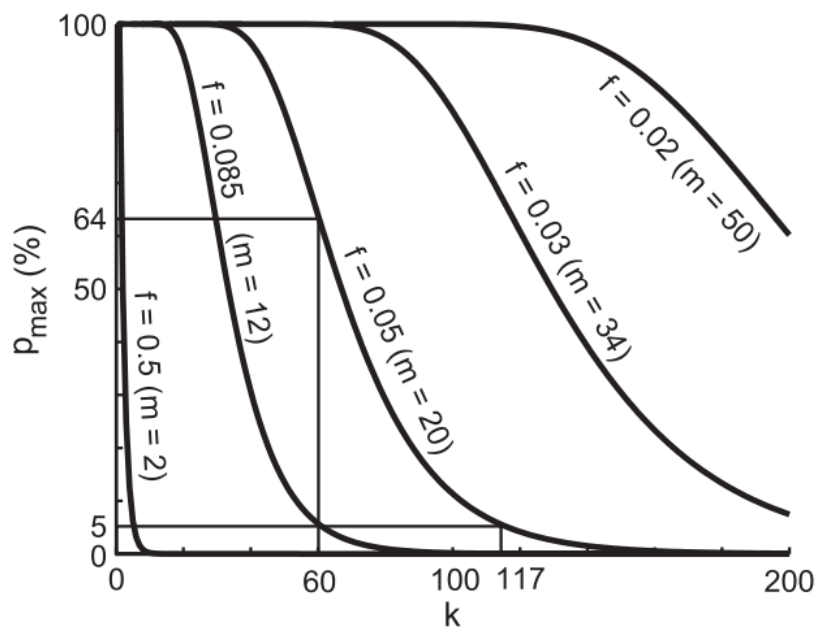


Figura 3.4- Gráfico que permite a avaliação do número de grãos (k) necessários para contemplar as populações de grãos detríticos que contribuem com 8,5 a 2% do conteúdo total da rocha (f). Onde P_{\max} é a probabilidade máxima e m é o número de populações (Vermeesch 2004).

Entretanto, Andersen (2005) sugere que os grãos detríticos sejam coletados aleatoriamente e variem entre 35-70 grãos, representando assim todas as possíveis populações da rocha. Em trabalhos mais recentes, é sugerida uma datação acima de 100 grãos para resultados mais robustos, tendo como valor mínimo 67, já que analisar uma quantidade de zircões abaixo disso forneceria somente uma ideia da verdadeira origem desses grãos (Andersen *et al.* 2017). Esse trabalho para a análise das amostras sedimentares, foi estabelecido o limite de 120 grãos para datação.

Por sua vez, a análise morfológica dos grãos de zircão datados, pode ajudar na caracterização de populações de diferentes fontes, além de indicar os meios de transporte e a distância percorrida por esses sedimentos. Segundo Gartner *et al.* (2013), os grãos de zircão podem ser classificados qualitativamente quanto a forma em euédricos, subédricos, subarredondados, arredondados e esféricos. É possível ainda classificar esses grãos de forma

quantitativa de acordo com o grau de alongação (divisão da medida de largura do grão pelo seu comprimento) de acordo com a tabela 3.2:

Tabela 3.2- Classificação de Gartner *et al.* (2013) para os intervalos de grau de alongação nos grãos.

Classificação	Grau de Alongação
<0,15	Acicular
0,15-0,35	Colunar Longo
0,36-0,60	Colunar Curto
0,61-0,85	Curto
>0,85	Equidimensional

Corfu *et al.* (2003) descreveram feições intragranulares nos cristais de zircão com o auxílio de imagens emitidas por microscopia eletrônica de catodoluminescência (CL), que permitem diferenciar zircões de origem magmática de metamórfica. Segundo esses autores, os zircões ígneos geralmente apresentam zonas contínuas que refletem o maior ou menor enriquecimento de urânio, sendo identificado com uma menor ou maior luminescência na imagem. Os tipos de zoneamento oscilatório reconhecido em zircões magmáticos são classificados como concêntrico, setorial, convoluto ou incipiente. No entanto, os zircões metamórficos não apresentam esses zoneamentos, já que os processos de pressão e temperatura intensos ao qual são submetidos comprometem o desenvolvimento de zoneamento, gerando uma aparência mais homogênea nesses grãos.

3.6 MICROSCÓPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Devido ao caráter pontual da técnica geocronológica adotada nesse trabalho, foi realizado o imageamento por catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão das 2 amostras das unidades estudadas, por meio do uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) nos Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências da Universidade Federal do Sergipe (CLGeo/UFS). Esses laboratórios contam com o MEV modelo *Vega 3* da marca *Tescan*, com detectores de elétrons secundários (ES), elétrons retroespalhados (ER) e espectrômetro de energia dispersiva (EDS) de marca *Oxford Instruments*, modelo *X-Act*. As condições no momento da análise foram: vácuo de $1,5 \times 10^{-3}$ Pa; tensão do feixe de 15 kV; corrente 20 nA e diâmetro do feixe de 400 nm. O tempo médio de contagem foi de 30 segundos. As imagens obtidas permitiram analisar as feições intragranulares dos cristais de zircão, identificando as porções mais adequadas para as análises geocronológicas pontuais, evitando assim zircões metamórficos, inclusões minerais, entre outros.

3.7 ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS

As análises geocronológicas de U-Pb em zircões por foram realizadas no espectrômetro de massa quadrupolo com fonte de plasma (ICP-MS), modelo ICAP-Q acoplado a uma microsonda a laser Nd: YAG, modelo LSX- 213 G2 CETAC (figura 3.5). Nas análises isotópicas de Lu-Hf foi utilizado o espectrômetro de massa com multi-coletor e fonte de plasma *Neptune Thermo Finnigan* de alta resolução (MC-ICP-MS) acoplado com a microsonda a laser *Analyte Excite⁺ Teledyne* (figura 3.6). Os equipamentos estão instalados no Laboratório Pará-Iso do IG/UFPA. Abaixo são descritos os procedimentos realizados em cada tipo de análises para as 2 amostras estudadas.

3.7.1 Análises U-Pb em zircão

A sequência analítica aplicada no Laboratório Pará-Iso usando o LA-Q-ICP-MS (figura 3.5) segue a ordem de um padrão primário (P), um padrão secundário (P2), 10 amostras (A), novamente um padrão secundário e um primário. O padrão primário adotado é GJ-01 (GEMOC ARC National Key Center, 608.5 ± 1.5 Ma; Jackson *et al.*, 2004). O padrão secundário é zircão BB (~ 560 Ma, Santos *et al.* 2017). Os parâmetros adotados durante as análises são informados na tabela 3.3.

Tabela 3.3- Parâmetros do Laboratório Pará-Íso (IG/UFPA) utilizados para as análises de U-Pb.

Nd:YAG 213 LSX-213 G2 CETAC laser		iCap-Q Thermo Fisher	
Fluxo de Gás He	480 mL/min ⁻¹	Potência RF	1550 W
Comprimento de Onda	213 nm	Gás de Resfriamento (Ar)	16,0 L min ⁻¹
Diametro do Furo	25 - 50 µm	Gás Auziliar (Ar)	1,0 L min ⁻¹
Frequência	10 Hz	Isotopos Analisados	²⁰² Hg, ²⁰⁴ (Pb+Hg),
Potencia	50 - 60%		²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb,
Fluência	4 - 5 J/cm ²		²³² Th, ²³⁸ U
Energia	55%		0.04 (²⁰⁷ Pb) e 0.03
Tempo de <i>Background</i>	~20 s	<i>Dwell Time</i> (ms)	[²⁰² Hg, ²⁰⁴ (Pb+Hg),
Tempo de Ablação	~ 40 s		²⁰⁶ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U]

Os valores das razões isotópicas considerados para o cálculo da idade foram devidamente corrigidos em relação as interferências do ²⁰⁴Hg no ²⁰⁴Pb por meio da macro disponibilizada pelo laboratório a partir da macro adaptada de Buhn *et al.* (2009), Chemale Jr *et al.* (2012) e Milhomem Neto & Lafon (2019), para o programa Excel. Para a correção da contribuição de chumbo comum, foi utilizado o modelo de Stacey & Kramers (1975) para a evolução do Pb terrestre ao longo do tempo. A idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb foi utilizada nos cálculos de

idade média e na confecção de diagramas, de acordo com o sugerido por Spencer *et al.* (2016) para rochas de idade paleoproterozóica.

Nesse trabalho foram utilizados como parâmetros valores abaixo de 0,01 para f_{206} e com erros 1σ menores que 3% para a razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Em relação ao grau de concordância, para os zircões das rochas ígneas foi utilizado valores entre 98% e 102%, enquanto para os zircões das rochas sedimentares, o intervalo considerado foi de 90% a 110%. A extensão ISOPLOT/EX 3.0 de Ludwig (2003) foi empregada na confecção dos diagramas concórdia e dos histogramas de idade cumulativas.

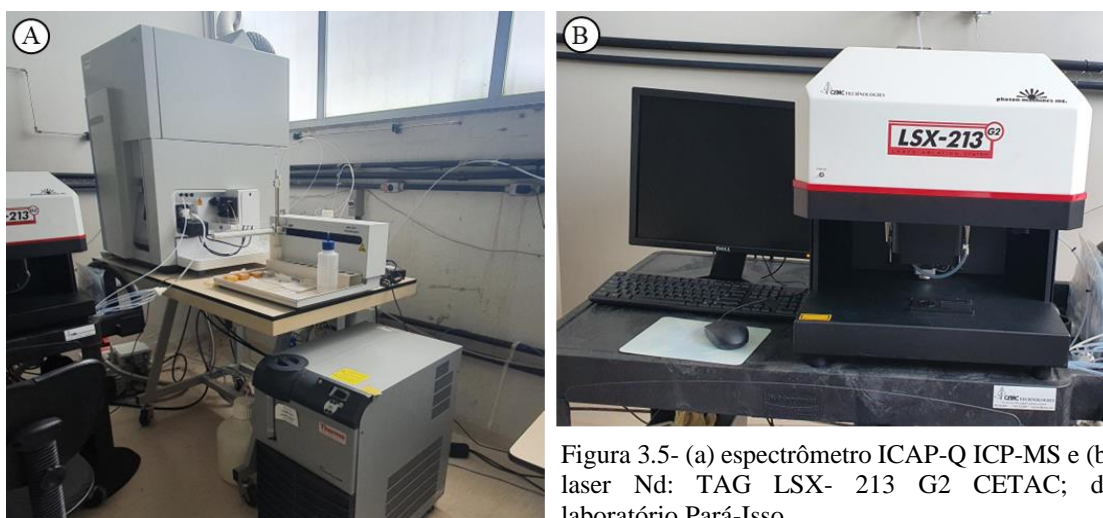


Figura 3.5- (a) espectrômetro ICAP-Q ICP-MS e (b) laser Nd: TAG LSX- 213 G2 CETAC; do laboratório Pará-Iso.

3.7.2 Análises Lu-Hf em zircão

Foram selecionados 30 grãos de zircões ao todo para realização das análises de Lu-Hf. Os procedimentos para realização dessas análises seguem o roteiro definido por Milhomem Neto (2018) adotados no Laboratório Pará-Iso. As configurações utilizadas nos coletores e os parâmetros operacionais adotados na operação do *Neptune Thermo Finnigan MC-ICP-MS* e do laser *Analyte Excite+ Teledyne* (figura 3.6) são apresentados na tabela 3.4. O roteiro aplicado segue a sequência analítica de: *blank space* (B), com a coleta do ruído, dois padrões primários (P1), um padrão secundário (P2), 10 amostras (A10), novamente um padrão secundário (P2) e o *blank space* (B). Para padrão primário foram escolhidos os zircões *Mud Tank* (701 -722 Ma, Woodhead & Hergt 2005) e GJ1 (GEMOC ARC National Key Center, 608.5 ± 1.5 Ma; Jackson *et al.* 2004), devido os valores da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ serem conhecidas com precisão. O zircão BB (~ 560 Ma, Santos *et al.* 2017) foi utilizado como padrão secundário.

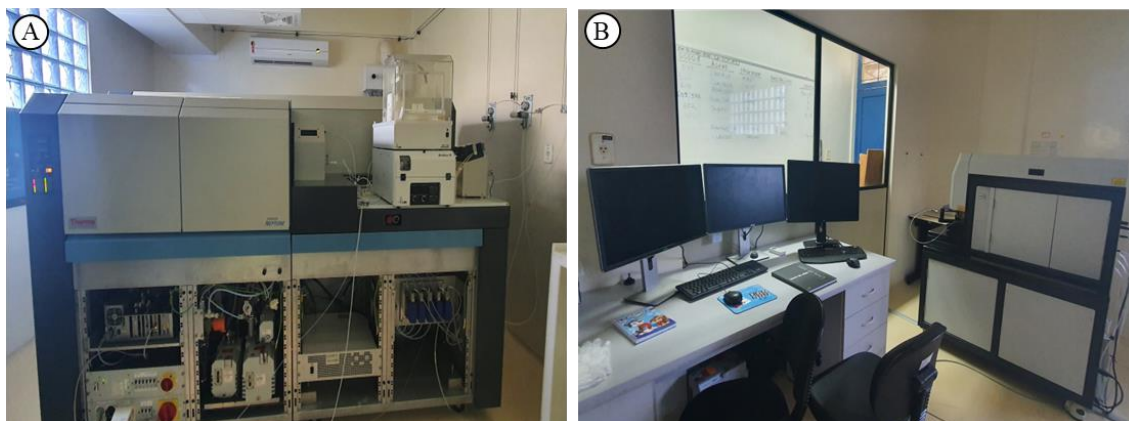


Figura 3.6- (a) espectrômetro de massa multi-coletor *Neptune Thermo Finnigan* de alta resolução; (b) microssonda a laser *Analyte Excite+ Teledyne* acoplada ao espectrômetro e central de operações do no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA.

A correção do fracionamento isotópico foi realizada de acordo com a lei exponencial (Russel *et al.* 1978). As correções isobáricas utilizadas seguem o procedimento e valores indicados por Milhomem Neto (2018). Posteriormente, o arquivo bruto foi processado utilizando a macro de (Bertotti 2012, Bertotti *et al.* 2013) adaptada por Milhomem Neto (2018) no programa Excel para calcular as razões isotópicas ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$) corrigidas. Anteriormente, foi verificado a qualidade da correção isobárica seguindo os procedimentos descritos por Fisher *et al.* (2014).

Tabela 3.4- Parâmetros laboratoriais referentes as análises isotópicas para o método Lu-Hf realizadas no Laboratório Pará-Iso do Instituto de Geociências da UFPA.

Coletores Faraday	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Massa	171	173	174	175	176	177	178	179
Isótopos de Hf			Hf		Hf	Hf	Hf	Hf
Isótopos de Yb	Yb	Yb	Yb*		Yb*			
Isótopos de Lu				Lu	Lu*			

* Isótopos de Yb e Lu que interferem nos isótopos de Hf

Analyte Excite+ Teledyne laser		Neptune (Thermo Finnigan) MC-ICP-MS	
Fluxo de He	450 - 500 mL/min	Gás de Resfriamento (Ar)	16.0 l/min
Diametro do Furo	40 μm	Gás Auxiliar (Ar)	0.7 - 1.0 l/min
Frequência	10 - 12 Hz	Gás Portador (Ar)	1.0 - 1.3 l/min
Potencia	50 - 60%	Potência	1200 - 1300 W
Energia	4 - 5 J/cm ²	Modo de Análise	Estático em baixa resolução
Tempo de Ablação	~ 52 s	Aquisição de Dados	50 ciclos em 1.049 s

Para o cálculo das idades modelos Hf-T_{DM}^C e do parâmetro $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ dos zircões das rochas ígneas foi atribuída a idade U-Pb obtida no diagrama concórdia. Os valores atuais de referência utilizados nos cálculos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e idade modelo em dois estágios para as razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, são respectivamente, de 0,0336 e 0,282785, para o reservatório uniforme condrítico (CHUR) (Bouvier *et al.* 2008). Para o manto empobrecido (DM) foram utilizados

os valores 0,0388 para $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$ e 0,28325 para $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ (Andersen *et al.* 2009). A constante de decaimento utilizada foi $1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Scherer *et al.* 2001 e Söderlund *et al.* 2004). Para as idades modelo de crustal (T_{DM}^{C}), foi assumido um média de 0,015 para a razão $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$ da crosta continental (Griffin *et al.* 2002 e 2004).

3.7.3 Tratamento de Dados de Amostras Sedimentares

Para os dados geocronológicos da amostra da unidade Igarapé de Areia foi realizada uma abordagem estatística utilizando análises do tipo Estimativa de Densidade Central (*Kernel Density Estimates* – KDE). Com esse tipo de análise é possível projetar a distribuição das populações de idade quantificando suas semelhanças e diferenças, diferentemente de um histograma.

Esse método analítico é sugerido por Vermeesch (2018a, 2018b) e aplicado no programa desenvolvido pelo mesmo em substituição aos Gráficos de Densidade de Probabilidade (*Probability Density Plots* - PDPs) utilizados no programa *Isoplot* padrão. Diferentemente do KDE, o PDP trabalha com a incerteza analítica (s_i), que substitui na equação o parâmetro de suavidade. Assim, nos gráficos PDP são enfatizados os melhores dados em detrimento aos dados insatisfatórios.

O KDE é o somatório de um conjunto de distribuições gaussianas, diferente do histograma comum, e que não considera incertezas analíticas como outros meios analíticos, sendo calculada pela seguinte equação (1):

$$KDE(t) = \sum_{i=1}^n \frac{N(t|\mu=t_i, \sigma^2=h_i^2)}{n} \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde $N(t; \sigma)$ é a probabilidade de uma distribuição normal com média (μ) e desvio padrão (σ) ter uma idade (t_i); e h_i é o parâmetro de suavização ou largura de banda de KDE. O uso de um valor constante para h_i produz um estimador fixo. Utilizando o *software* *IsoplotR* (Vermeesch 2018a, 2018b) é possível estabelecer um mesmo valor de largura de banda para os dados, normalizando a área de cada KDE a um valor comum, sendo assim possível plotá-los em uma mesma unidade de tempo.

Nesse trabalho foi utilizada a versão do *IsoplotR* disponível online que permite o uso da ferramenta programada na linguagem R, sem a necessidade da instalação de outros programas, para a produção dos histogramas tipo KDE.

4 RESULTADOS

4.1 ANÁLISE PETROGRAFICA

4.1.1 Suíte Intrusiva Tromaí

A Suíte Intrusiva Tromaí corresponde a maior unidade aflorante presente no FCSL. Ao longo do curso do rio Maracaçume, nas proximidades da cidade Cândido Mendes, ocorrem grandes afloramentos do tipo laje, local onde foi realizada a amostragem desse trabalho. Essas rochas apresentam granulação média a grossa, equigranulares a inequigranulares, com coloração cinza escuro, e frequentemente pode ocorrer a presença de tonalidades esverdeadas devido ao intenso processo de epidotização (Klein & Lopes 2011).

Com relação a classificação e os aspectos mineralógicos apresentados, a rocha referente a esse granitoide são representadas pela amostra PT-02. Os componentes mineralógicos essenciais encontrados são plagioclásio (68%), quartzo (25%) e feldspato de potássio (7%). O percentual de minerais máficos é igual a 14%. Na figura 4.1, de acordo com os diagramas modais, a classificação dessa rocha é um tonalito.

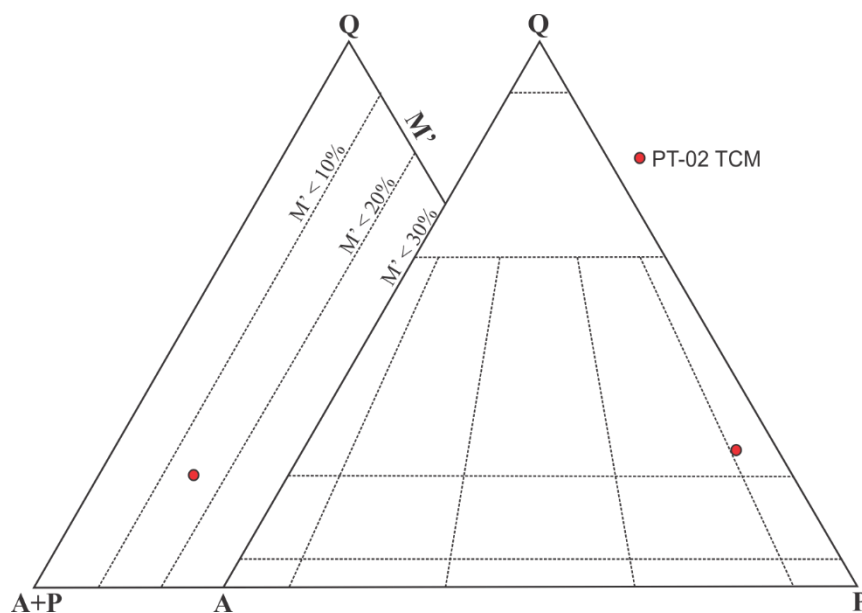


Figura 4.1- Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para a amostra da unidade Suíte Intrusiva Tromaí.

4.1.1.1 Aspectos mineralógicos

Corresponde a uma rocha de textura granular de granulação predominantemente média (figura 4.2a). É composto mineralogicamente por plagioclásio (Plg), quartzo (Qtz), feldspato de potássio (Fk). A biotita (Bt) ocorre como mineral varietal, e titanita (Ttn), opacos (Op), apatita (Ap) e zircão (Zr) como minerais acessórios. Clorita (Cl) e epidoto (Ep) são

observados como produto de alteração. Apresenta texturas ígneas de intercrescimento mimerquítico e micropertítico (figura 4.2b).

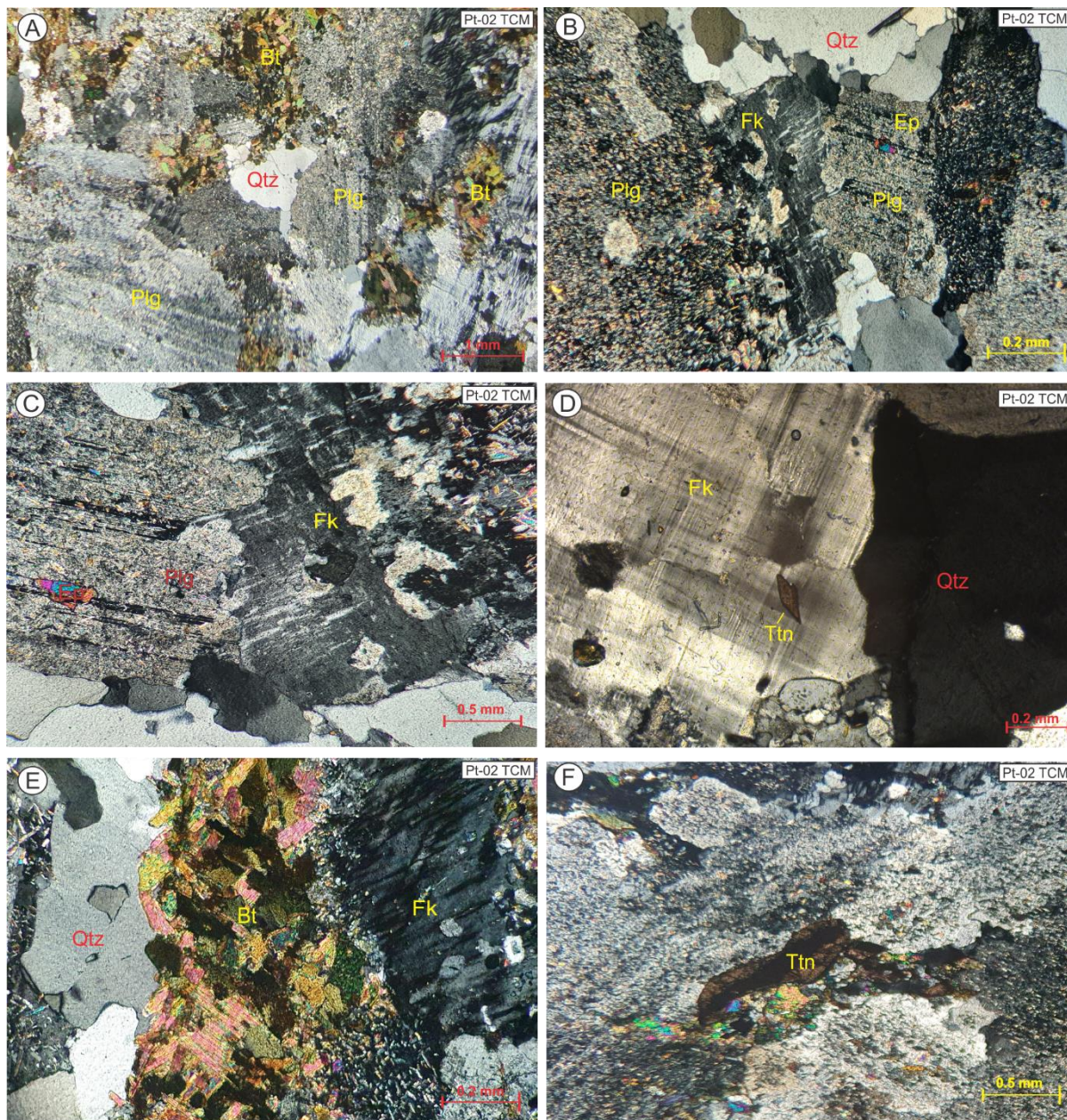


Figura 4.2- a) Textura geral da tonalito de granulação média; b) Elevado grau de saussuritização dos cristais de plagioclásio da amostra; c) Ao centro textura micropertítica no cristal de microclima em contato com o cristal de plagioclásio; d) Cristal de feldspato de potássio com maclas bem definidas, destaque para o cristal de titanita abaixo da foto; e) Agregado de cristais de biotita sem orientação aparente; e f) Cristal de titanita subédrica.

No geral, os cristais de plagioclásio ocorrem como pórfiros em dimensões de até 8 mm, com hábito tabular exibindo maclamento do tipo albita e albita-carlsbad. O processo de saussuritização é observado de forma intensa nesses cristais (figura 4.1a e 4.1b), sugerindo uma alteração seletiva, não observada nos demais minerais da rocha. Apresenta inclusões de apatita e de minerais opacos. O quartzo ocorre em cristais anédricos de hábito granular com dimensões

de 1 a 4 mm, e extinção ondulante. Pode ocorrer também em pequenos cristais ($> 0,5$ mm) com contatos retilíneos, geralmente presente em fraturas. O quartzo apresenta-se ainda com microfraturas.

O feldspato de potássio ocorre como cristais subédricos de 3 a 4 mm de hábito predominantemente tabular com maclas bem definidas (albita-períclicina) (figura 4.2c). Possui inclusões de opacos e pode apresentar alteração para argilominerais. A biotita é observada em grandes concentrados minerais (Figura 4.1e) na sua forma éudrica a subédrica, normalmente associada a minerais opacos, zircão e titanita. Ocorre cloritização da biotita de forma restrita. Os cristais de titanita são euédricos a subédricos com tamanhos de 0,5 mm (figura 4.2d e f). Os cristais de zircão são éudricos a subédricos, e por vezes formam halos pleocróicos nas biotitas.

De acordo com a análise mineralógica e quantitativa mineral, a amostra PT-02 corresponde a porção da Suíte Intrusiva Tromai classificada atualmente como Granodiorito Bom Jesus.

4.1.2 Formação Igarapé de Areia

A amostra KT-07 foi utilizada no estudo pictográfico da Formação Igarapé de Areia. A amostragem foi realizada em afloramentos de blocos rolados. O afloramento é um arenito granulometria grossa a fina com estratificação cruzada acanalada, marcadas pela concentração de minerais opacos. Macroscopicamente, essas rochas possuem uma granulação média, coloração amarelada, e a presença de minerais como quartzo, mica e feldspatos (figura 4.3), sendo classificado como um arenito arcoseano.



Figura 4.3- Aspecto da amostra de mão KT-07 da Formação Igarapé de Areia

4.1.2.1 Aspectos mineralógicos

Amostra estudada corresponde a um arenito de granulometria predominantemente média, moderadamente selecionado, com grãos subarredondados a subangulosos (figura 4.4a). O quartzo (Qtz, 90%) representa o principal constituinte da rocha, seguido de feldspatos (10%). Zircão (Zr) e minerais opacos aparecem como minerais acessórios. Os contatos observados são do tipo pontuais, retos, côncavos e convexos (figura 4.4b).

Os grãos de quartzo ocorrem na sua forma policristalina e monocristalina, com o predomínio da última. Ainda é observado na forma microcristalina no preenchimento de microfraturamentos em grãos de feldspato. Ademais, pode ocorrer sobrecrescimento de quartzo, sendo observado pela presença de linhas de sujeira em alguns grãos.

Os grãos de feldspato em sua maioria são compostos por feldspato de potássio (Fk). Podem apresentar processo de seritização. Nos grãos de plagioclásio é possível observar maclas, apesar da saussuritização. Podem apresentar microfraturas preenchidas por cimento (silicoso?) ou quartzo.

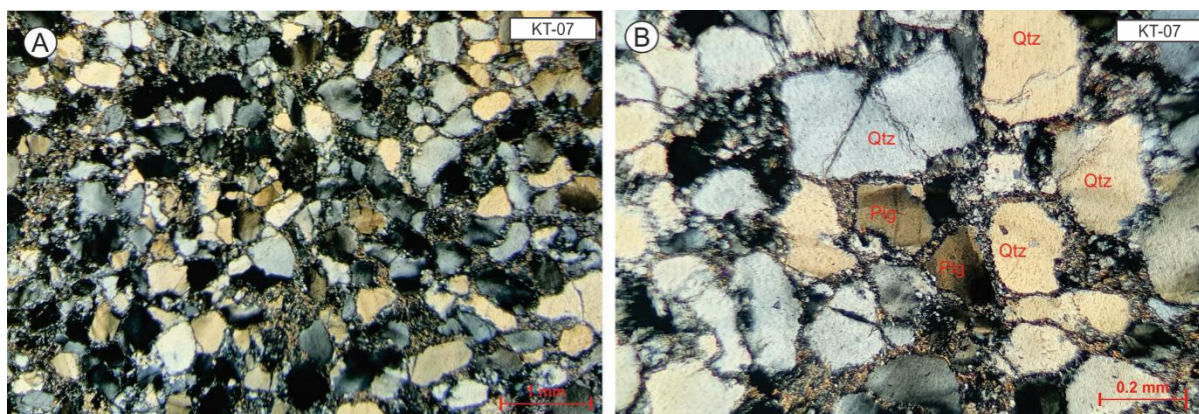


Figura 4.4- (a) Aspecto textural do arenito pertencente a Formação Igarapé de Areia; e (b) Detalhe de contato entre os grãos de quartzo, onde é possível observar contatos dos tipos côncavo e retilíneo, além do fraturamento presente em alguns grãos.

4.2 ANÁLISE MORFOLOGICA

Foram analisados 120 grãos detríticos de zircão pertencentes a Formação Igarapé de Areia coletados na amostra KT-07. Ocorreu o predomínio da fração granulométrica no intervalo de 125-75 μm . Os grãos coletados variavam de totalmente transparentes a transparentes com manchas em tons de marrom, com grãos castanhos ocorrendo subordinadamente.

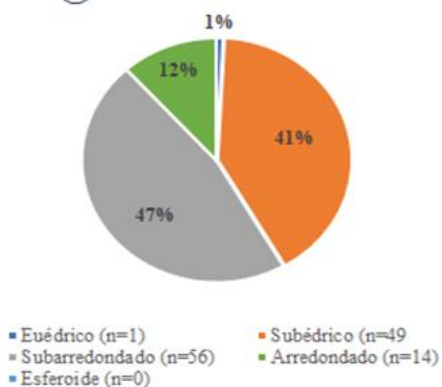
Com relação a morfologia externa desses zircões (Figura 4.5a), é observado o predomínio de grãos subarredondados (47%) e subédricos (41%), seguidos em proporções menores de zircões arredondados (12%) e euédricos (1%). Ao avaliar o grau de alongação, os zircões classificados como colunares curtos são a maioria (65%). A população de grãos curtos e colunares longos é quase proporcional, com 18% e 17% respectivamente (figura 4.5b).

A diferenciação de grãos de zircão ígneos de metamórficos foi realizada com base na presença de zonalização oscilatória e de crescimento, presença de núcleos de xenocristais e razão $\text{Th/U} > 0,1$ (Neves, 2008). Assim, nessa amostra ocorre a predominância de zircões de origem ígnea (96%), com rara ocorrência de grãos metamórficos (3%), (figura 4.5c). Com relação ao tipo de zoneamento segundo a classificação de Corfu *et al.* (2003), a maior população é dos zircões com zoneamento do tipo concêntrico (72%), seguido dos grãos com zoneamento setorial (17%) e incipiente (11%), (figura 4.5e).

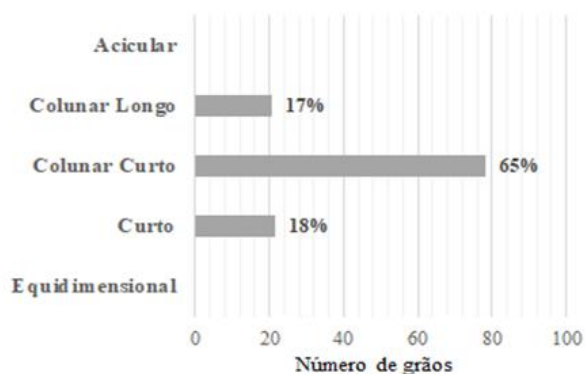
Formação Igarapé de Areia

Amostra Kt-07 (n=120)

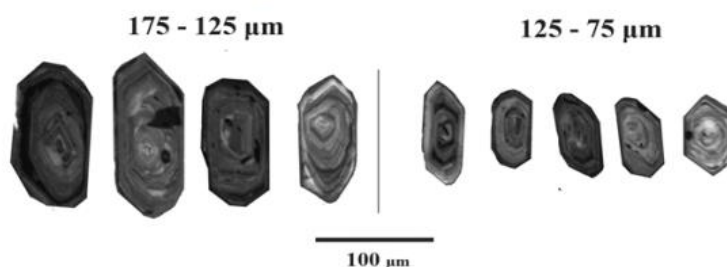
(A) MORFOLOGIA



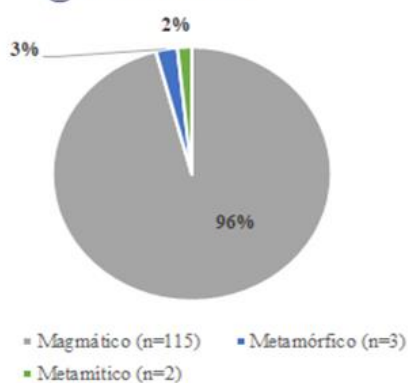
(B) GRAU DE ELONGAÇÃO



(C) DIMENSÕES



(D) TIPOLOGIA



(E) TIPO DE ZONEAMENTO

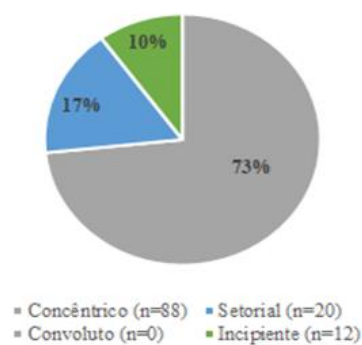


Figura 4.5- Classificação morfológica e tipológica dos grãos detriticos da Formação Igarapé de Areia; (a) Gráfico com a classificação qualitativa em relação a morfologia; (b) Gráfico com a classificação quantitativa segundo o grau de alongação; (c) Gráfico com os percentuais tipológicos reconhecidos; (d) Dimensões dos grãos e (e) Gráfico com os percentuais de tipos de zoneamento reconhecidos nos grãos de zircão de origem magmático.

4.3 ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA

4.3.1 Datação U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS

Nas datações geocronológicas pelo método U-Pb foram analisados cerca de 120 grãos detríticos de zircão da Formação Igarapé de Areia, e 40 cristais de zircão do granitoide Suíte Intrusiva Tromai. Os dados obtidos foram processados em planilhas excel e utilizado o programa Isoplot para realizar os cálculos de idade no diagrama concórdia. Ademais, a extensão IsoplotR foi empregada para produção de histograma do tipo KDE.

4.3.2 1.3.1 Suíte Intrusiva Tromai

Foram analisados 40 zircões da amostra PT-02 pertencentes ao Suíte Intrusiva Tromai. Desses grãos, 10 apresentaram idades com grau de concordância em torno de 2% (figura 4.6). Foram observadas duas populações com idades Riacianas, sendo cada uma definida por um grupo de 5 zircões. A população 1 apresenta idades U-Pb de 2149 ± 5.4 Ma (MSWD = 1.2) de acordo com o diagrama de concórdia da figura 4.6a. No diagrama concórdia da figura 4.6c, é possível observar idade U-Pb de 2106 ± 5.4 Ma (MSWD = 2.3) para a população 2.

4.3.3 Formação Igarapé de Areia

Da amostra da rocha sedimentar KT-07 foram realizadas análises em 120 grãos detríticos, no qual os dados de 61 grãos foram avaliados adequados para serem utilizados. Os grãos de zircão concordantes correspondem a maioria com 88%, e os discordantes com 12% apenas. São observadas duas populações com idades diferentes. A primeira e predominante apresenta idades riacianas (2050-2226 Ma), é representada por grãos concordantes e discordantes. Menos expressiva, a segunda população corresponde a um intervalo de 1985-2033 Ma com idades orosirianas, sendo composta apenas por zircões concordantes (figura 4.7).

Com o tratamento estatístico em função da densidade de probabilidade (KDE) na figura 4.7, os grãos concordantes representados pela linha azul apresentam apenas um pico central com uma tendência no intervalo de 2100-2150 Ma. A curva vermelha apresenta a tendência dos conjuntos de zircões concordantes e discordantes que mostra comportamento muito similar ao anterior.

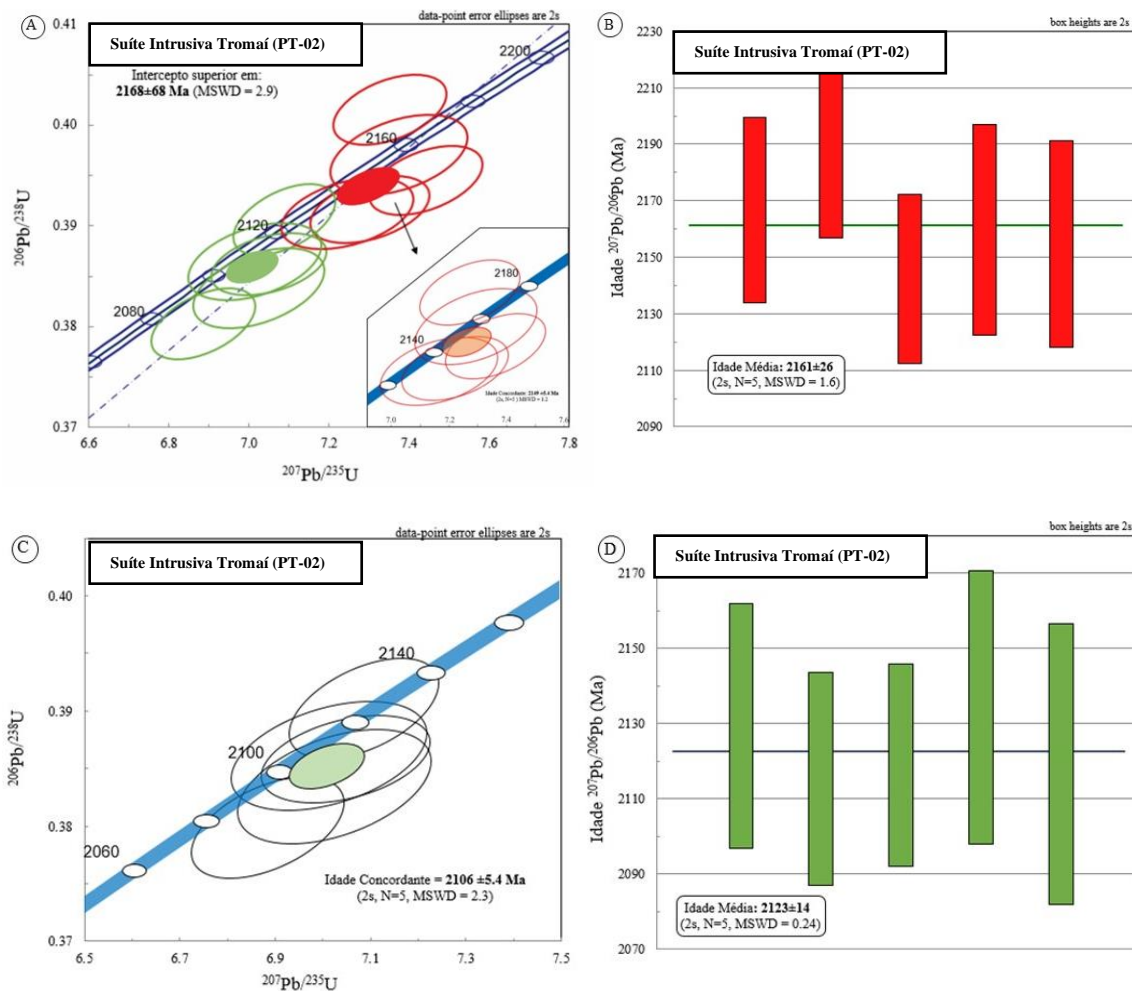


Figura 4.6- (a) Digrama concórdia geral da amostra PT-02 pertencente ao Suíte Intrusiva Tromai, com destaque para a concórdia da população 1; (b) Histograma de idade média da população 1; (c) Diagrama concórdia da população 2; e (d) Histograma de idade média da população 2.

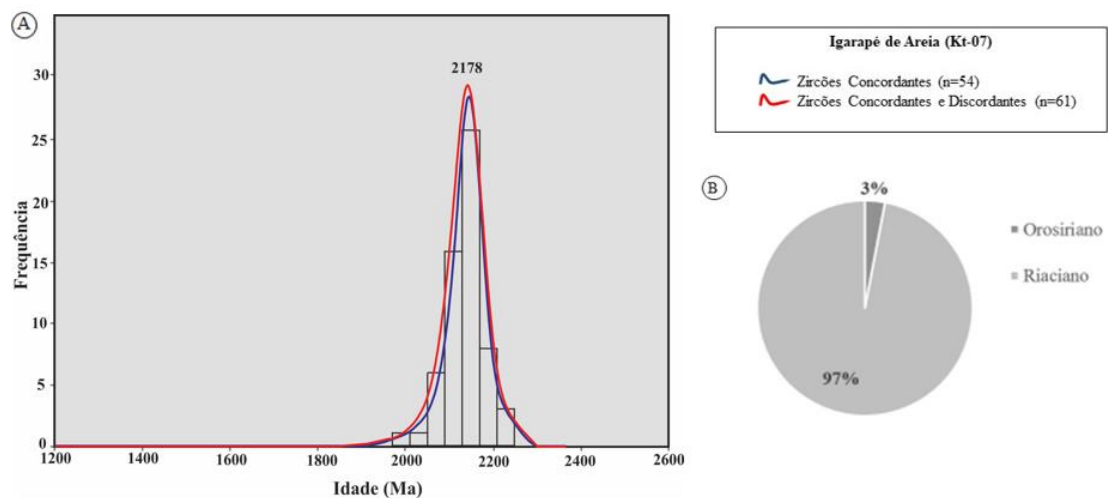


Figura 4.7- (a) Diagrama KDE para os zircões detríticos da amostra KT-07 da Formação Igarapé de Areia. Destaque para as curvas de densidades definidas para os zircões concordantes (em azul) e para todos os zircões analisados (em vermelho); e (b) Gráfico com os percentuais dos intervalos de período geológicos das duas populações identificadas.

4.3.3 Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS

Para as análises isotópicas *in situ* de Hf foi selecionado um conjunto de 9 cristais de zircões concordantes pertencentes a população 2 na amostra PT-02 da Suíte Intrusiva Tromaí (Figura 4.8). Essas análises forneceram idades modelo Hf- T_{DM}^C de 2,2 a 3,14 Ga e parâmetros $\epsilon_{Hf(t)}$ que variaram de valores negativos (-6,95 a -3,54) a valores positivos (0,65 a 6,82) (tabela 4.1 e figura 4.9).

Para a amostra Kt-07 da Fm Igarapé de Areia, as análises foram realizadas em um conjunto de 11 cristais de zircão (figura 4.8). A faixa de idades modelo Hf- T_{DM}^C desse arenito estão no intervalo de 2,31 a 2,56 Ga. O parâmetro $\epsilon_{Hf(t)}$ variou entre 1,84 a 6,07 (tabela 4.1 e figura 4.9).

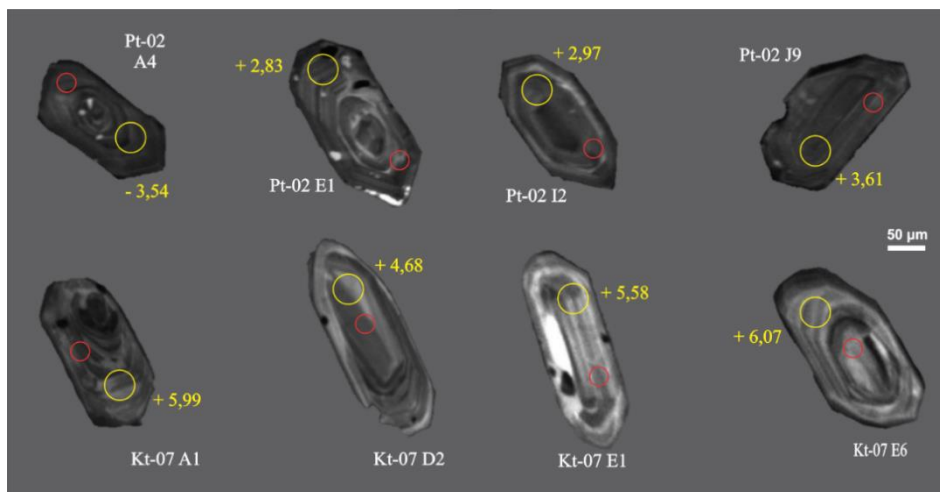


Figura 4.8- Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircões do Suíte Intrusiva Tromaí (PT-02) e da Formação Igarapé de Areia (KT-07). Em amarelo o diâmetro (40 μm) do *spot* (furo) do laser da análise de Lu-Hf e o valor de $\epsilon_{Hf(t)}$, e em vermelho o diâmetro (25 μm) da análise U-Pb.

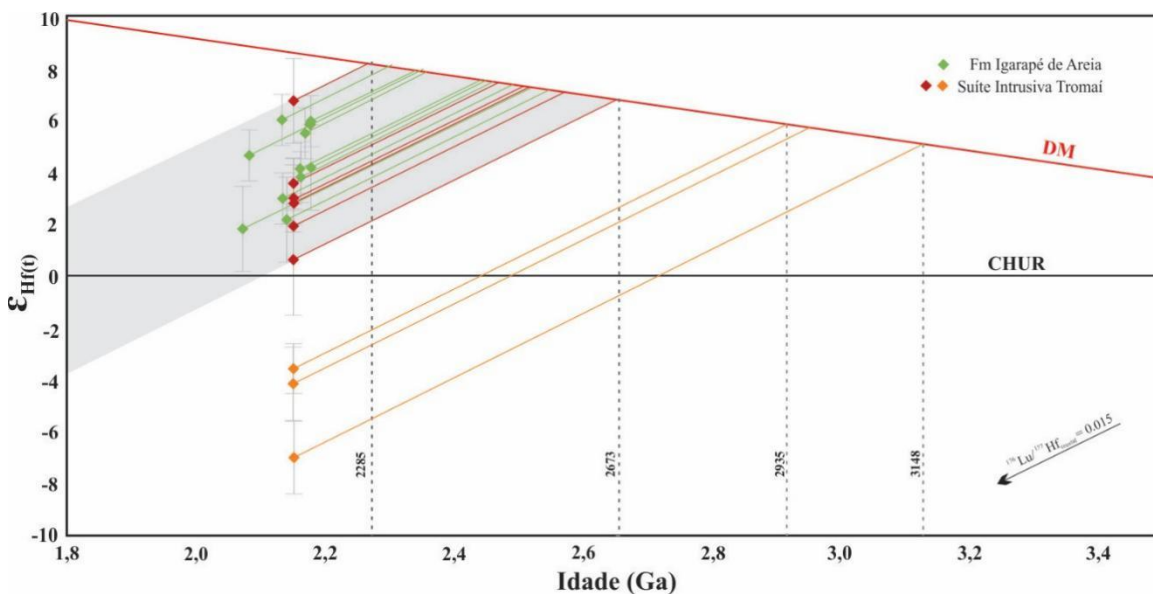


Figura 4.9- Diagrama de Idade (Ma) vs $\epsilon_{Hf(t)}$ para as amostras do Suíte Intrusiva Tromaí e Formação Igarapé de Areia.

Tabela 4.1- Dados isotópicos Lu-Hf em zircão das amostras Pt-02 e KT-07.

Amostra	Litologia	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{zircão}}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{zircão}}$	2SE	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(\text{zircão}, t)}$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}}^{\text{c}}(\text{MA})^{**}$
Pt-02 J7		0,281647	0,00005	0,001120	0,00003	-40,25	2150	0,281601	6,82	2285
Pt-02 J9		0,28155	0,00005	0,001052	0,00012	-43,55	2150	0,281510	3,61	2487
Pt-02 I2		0,281546	0,00005	0,001314	0,00066	-43,80	2150	0,281492	2,97	2528
Pt-02 E1		0,281519	0,00005	0,000751	0,00005	-44,76	2150	0,281488	2,83	2537
Pt-02 A8	Tonalito	0,281533	0,00010	0,001698	0,00039	-44,28	2150	0,281463	1,94	2593
Pt-02 G1		0,281469	0,00006	0,001029	0,00014	-46,52	2150	0,281427	0,65	2673
Pt-02 A4		0,281393	0,00005	0,002036	0,00068	-49,24	2150	0,281309	-3,54	2935
Pt-02 D6		0,281389	0,00006	0,002356	0,00084	-49,37	2150	0,281292	-4,14	2973
Pt-02 C1		0,281295	0,00007	0,001992	0,00054	-52,69	2150	0,281213	-6,95	3148
Kt-07 E6		0,281612	0,00006	0,000500	0,00009	-41,49	2132	0,281592	6,07	2318
Kt-07 A1		0,281579	0,00006	0,000469	0,00004	-42,66	2178	0,281559	5,99	2359
Kt-07 I6		0,281579	0,00006	0,000504	0,00007	-42,63	2176	0,281558	5,92	2362
Kt-07 E1		0,281588	0,00007	0,000831	0,00064	-42,33	2169	0,281554	5,58	2378
Kt-07 D2		0,281610	0,00005	0,000652	0,00014	-41,55	2083	0,281584	4,68	2368
Kt-07 J5	Arenito	0,281538	0,00004	0,000664	0,00007	-44,11	2178	0,281510	4,25	2469
Kt-07 E3		0,281560	0,00009	0,001024	0,00040	-43,31	2162	0,281518	4,16	2462
Kt-07 F6		0,281539	0,00006	0,000685	0,00010	-44,05	2161	0,281511	3,89	2478
Kt-07 F9		0,281546	0,00005	0,001023	0,00008	-43,83	2135	0,281504	3,04	2512
Kt-07 F8		0,281513	0,00005	0,000851	0,00024	-45,00	2140	0,281478	2,22	2567
Kt-07 D3		0,281568	0,00006	0,001435	0,00012	-43,03	2072	0,281511	1,84	2538

5 DISCUSSÃO

5.1 SUÍTE INTRUSIVA TROMAÍ

A Suíte Intrusiva Tromaí é constituída por tonalitos, trondhjemitos, granitos e granodioritos, sendo dividida em três unidades litológicas, Tonalito Cavallo, Granito Areal e o Granodiorito Bom Jesus (Klein *et al.* 2008). A amostra desse estudo foi coletada nessa última unidade, sendo classificada como biotita-tonalito de acordo com proposta de Streckeisen (1976). Como fases acessórias estão presentes titanita e zircão. Clorita e epidoto são minerais secundários.

Os dados geocronológicos revelaram idades U-Pb em zircão de $2106 \pm 5,4$ Ma e $2149 \pm 5,4$ Ma. A idade mais nova foi desconsiderada após reavaliação dos cristais de zircão concordantes que forneceram essa idade, pois apresentavam inclusões minerais que foram atingidas pelo feixe de laser durante as análises *in situ*. Isso possivelmente resultou em uma idade concordante ligeiramente mais jovem. Portanto, a idade de $2149 \pm 5,4$ Ma foi interpretada como a idade de cristalização, visto que os zircões analisados apresentavam uma estrutura interna mais uniforme e não eram metamíticos.

A idade $2149 \pm 5,4$ Ma é compatível com as idades publicadas para a Suíte Intrusiva Tromaí, como os trabalhos de Klein & Moura (2001), onde foram determinadas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2149 ± 3 Ma e 2165 ± 2 Ma pela técnica de evaporação de Pb em zircão, e Klein & Lopes (2011) com idades U-Pb em zircão entre 2156 ± 10 a 2165 ± 8 Ma, abrangendo amostras de tonalitos e granodioritos do plúton.

A datação desses granitoides do Fragmento Cratônico São Luís (FCSL) e do Cinturão Gurupi (CG), sugerem a existência de três grupos de rochas com idades distintas. Eles estão divididos em (1) rochas paleoproterozoicas compostas por granitoides calcialcalinos formados a 2150-2168 Ma, (2) granitos paleoproterozoicos de composição peraluminosa formados entre 2080 e 2100 Ma, pelo retrabalhamento de rochas arqueanas (protolitos) e paleoproterozoicas (crosta juvenil formada durante o Riaciano, ou “Crosta São Luís”), e (3) granitos formados pelo retrabalhamento de rochas crustais mais antigas durante o Neoproterozoico. Dentro dessa divisão, as rochas da Suíte Intrusiva Tromaí, estão inseridas no primeiro grupo, com valores positivos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre 1.4 e 2.6 e idades modelos (Nd- T_{DM}) de 2,22 a 2,31 Ga (Klein *et al.* 2005a). Entretanto, os dados isotópicos obtidos pelo sistema Sm-Nd possuem uma certa limitação, uma vez essa metodologia é aplicada em rocha total e pode apresentar uma composição isotópica equivalente à média das rochas fonte do magmatismo.

A figura 5.1 compara as idades modelos para o sistema Sm-Nd (Nd-T_{DM}) definidas por Klein *et al.* (2005b) com os dados obtidos nesse estudo e por Klein & Rodrigues (2021) utilizando o sistema Lu-Hf em zircão. Em azul temos o campo definido para a formação da Crosta São Luís com base nos dados de Sm-Nd no intervalo de 2,17 a 2,48 Ga. Em laranja, o campo que abrange as idades modelos Hf- $\text{T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$, no intervalo de 2,28 a 2,67 Ga. É possível observar a sobreposição dos intervalos no campo verde, entre 2,28 a 2,48 Ga.

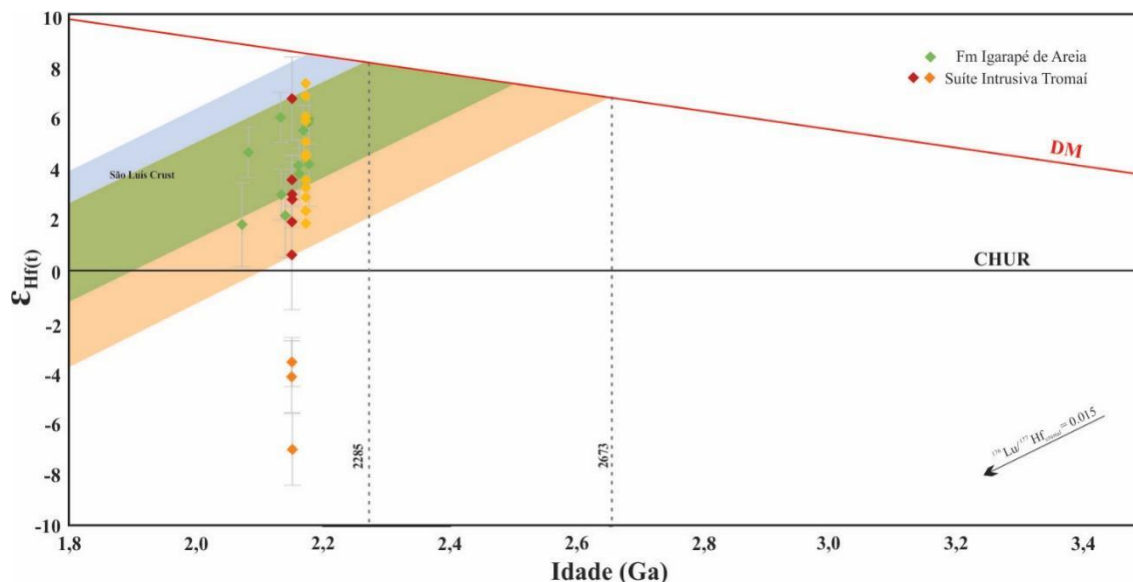


Figura 5.1- Diagrama de Idade (Ma) vs $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ para as amostras da Suíte Intrusiva Tromai e Formação Igarapé de Areia. O campo azul representa o período de formação da Crosta São Luís de acordo com Klein *et al.* 2005b, com base nos dados isotópicos de Sm-Nd, ênfase para a interseção dos dois campos em azul mais claro. Em amarelo, dados da Suíte Intrusiva Tromai por Klein & Rodrigues (2021).

Os dados isotópicos de Hf em zircão da Suíte Intrusiva Tromai apresentam valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ em sua maioria positivos e não homogêneos (0,65 a 6,82), plotados entre as linhas evolutivas do CHUR e do manto empobrecido, indicando uma origem juvenil predominante. Essas amostras apresentam uma amplitude de 135 a 523 Ma de diferença entre a idade modelo e a idade de cristalização, indicando um tempo variado de residência crustal. Esses dados são similares aos registrados por Klein & Rodrigues (2021) para a Suíte Intrusiva Tromai (figura 5.1 em amarelo), com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ positivos de 1,9 a 7,4.

O zircão Pt-02 G1 dessa amostra possui o valor positivo mais baixo de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ (0,65), e os zircões C1, A4 e D6 com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ negativos (-3,54 a -6,95), todos apresentam o aumento nos valores da idade modelo Hf- $\text{T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (2673 a 3148 Ma). Isso pode ser um indicativo para contribuição de um componente mais antigo na fonte desses magmas, com a participação de terrenos arqueanos. Alternativamente esses valores

negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ podem representar a abertura do sistema Lu-Hf no zircão, ou ser explicado por um fator analítico, uma vez que esses cristais de zircão forneceram uma reduzida quantidade de dados analíticos, pois foram perfurados pelo feixe do laser nos primeiros ciclos de análise. A figura 5.2 compara os sinais analíticos dos isótopos de Lu, Hf e Yb para dois cristais de zircão ao longo de um ciclo de análise. A figura 5.2a mostra um cristal de zircão que forneceu sinal analítico ao longo de todo ciclo de análise. Por sua vez, a figura 5.2b, mostra um cristal onde o sinal analítico dos isótopos de Lu, Hf e Yb sumiu antes de terminar o ciclo de análises. Essa queda abrupta do sinal analítico limita a quantidade de dados obtidos e consequentemente a acurácia dos resultados desse cristal. Essa última situação foi observada em todos os cristais que forneceram valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$. Assim consideramos essa limitação analítica a hipótese mais provável para explicar esses valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e, consequentemente, esses zircões não foram considerados nesse trabalho.

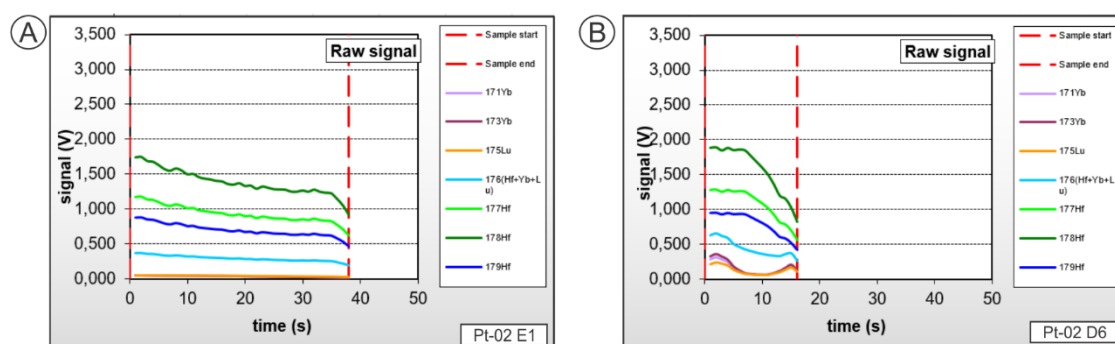


Figura 5.2- Sinal analítico dos isótopos de Lu, Hf e Yb durante análise de cristais de zircão do tonalito em comparação a amostra E1 (em A) com valores mais consistentes durante maior parte da análise, com a amostra D6 (em B), que apresenta uma queda abrupta dos valores.

Ao comparar a amplitude dos resultados das idades modelo de Sm-Nd (Nd-T_{DM} 2,22 a 2,37 Ga) para a Suíte Intrusiva Tromaí, com os resultados utilizando o sistema Lu-Hf, podemos observar que as idades modelos Nd-T_{DM} apresentam valores restritos ao Paleoproterozoico, enquanto as idades modelos $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ mostram uma maior amplitude de resultados que variam do Paleoproterozoico ao Neoarqueano com valores de 2,28 a 2,67 Ga (tabela 4.1). Dos seis cristais de zircão considerados com $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ positivo, quatro apresentam idades modelo arqueanas com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 2,53 a 2,67 Ga. Isso é igualmente observado nos resultados obtidos por Klein & Rodrigues (2021) que apresentam idades modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 2,27 a 2,61 Ga, sendo que seis cristais de zircão apresentam idades modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ neoarqueanas (2,5 a 2,61 Ga).

Considerando as diferenças entre essas metodologias, e a maior acurácia dos dados de Lu-Hf em zircão que os de Sm-Nd em rocha total, pode-se interpretar essa variação nas idades modelo como um indicativo de uma possível contaminação desse material juvenil com um componente mais antigo, como rochas de uma crosta arqueana. Outro indicativo que pode reforçar essa interpretação é o valor de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ levemente positivo registrado em um dos zircões da amostra.

Dados geoquímicos indicam a presença de um componente de fusão de placa oceânica no magma que formou as rochas da Suíte Intrusiva Tromai, e os dados isotópicos Sm-Nd apontam para uma crosta oceânica juvenil formada no Paleoproterozoico (Klein 2004). Entretanto, os dados isotópicos Lu-Hf sugerem que apesar de uma predominância de magma juvenil, pode ter ocorrido a participação, mais restrita, de um componente crustal mais antigo. Duas hipóteses são sugeridas para explicar a presença desse componente arqueano no magmatismo cálcio-alcálico paleoproterozoico. A primeira seria o magmatismo de arco de ilha nas proximidades de terrenos arqueanos. Sedimentos oriundo desses terrenos seriam depositados na crosta oceânica e posteriormente sofreriam fusão durante a subducção, contaminando o magma paleoproterozoico juvenil formado nessa região (Klein & Rodrigues 2021). A segunda hipótese seria um evento acrescionário que colou o arco de ilha em um núcleo arqueano. Assim, ocorreria a geração de uma mistura do magma juvenil oriundo do manto com o magma formada da fusão da crosta continental arqueana. Esse último cenário evolutivo foi proposto por Petersson *et al.* (2016) para explicar a contribuição de crosta arqueana em rochas equivalentes do Domínio Baoulé-Mossi no Cráton Oeste Africano.

5.2 FORMAÇÃO IGARAPÉ DE AREIA

Estudos sobre proveniência sedimentar já foram realizados nos arenitos da Formação Igarapé de Areia. A datação de grãos de zircão detríticos por Teixeira *et al.* (2007) forneceu idades de 2110 a 2170 Ma, enquanto Klein (2015) obteve idades de 2075 a 2273 Ma. Esse último, interpretou essa unidade como um ambiente de sistema fluvial de alta mobilidade e energia, com contribuição de leques aluviais e canais ativos.

As análises petrográficas das rochas dessa unidade revelaram um arenito composto mineralogicamente por uma grande quantidade de grãos de quartzo (Qtz) mono e policristalinos, feldspatos alcalinos (Fk) e plagioclásios (Plg) alterados para sericita, além de outros minerais acessórios, como o zircão. Essa associação mineralógica de elevada razão de Qtz monocristalino / Qtz policristalino e Fk/ Plg permite caracterizar a

fonte dessas rochas como crátons estáveis em plataformas passivas (Amaral 2018, Dickinson 1985).

Os resultados encontrados nas análises U-Pb em zircão realizadas nesse trabalho confirmam as idades paleoproterozoicas anteriormente determinadas, ficando no intervalo de 1985 a 2226 Ma. No diagrama KDE da figura 5.3 estão condensados os resultados das análises de datação desse estudo e de Amaral (2018), sendo a mediana de 2088 Ma. Esses dados ressaltam uma faixa de idade do Riaciano (2051-2256 Ma) ao início do Orosiriano (1912-2049 Ma) para os zircões detríticos dessa formação. Essas idades U-Pb dos zircões detríticos da Formação Igarapé de Areia correspondem a idade de cristalização desses minerais na rocha de origem deles, evidenciando um restrito intervalo de idade, majoritariamente riaciana, para os cristais detríticos desse arenito.

O predomínio de zircões magmáticos evidencia uma fonte de origem ígnea. Esse fato, em conjunto com as idades observadas nos granitoides da área fortalece a hipótese de uma fonte relativamente próxima e constituída de rochas formadas em um intervalo restrito de tempo, visto que a faixa de idade desses grãos coincide com a idade do evento orogênico de formação do FCSL (2050-2240 Ma) (Klein *et al.* 2009).

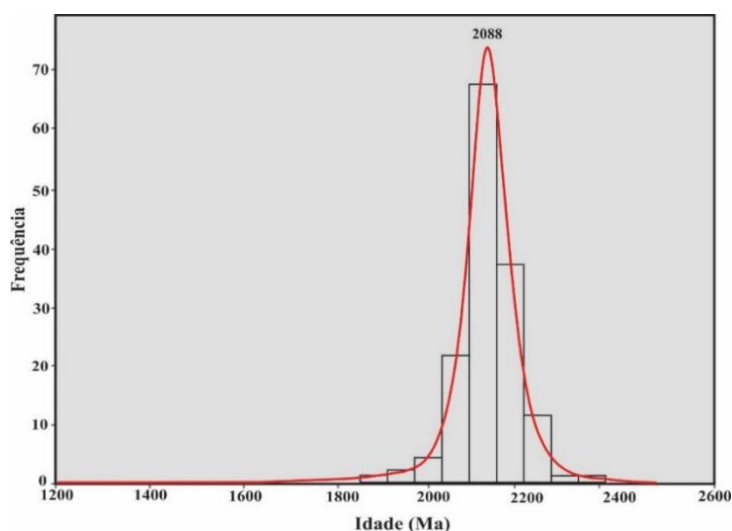


Figura 5.3- Diagrama KDE para os zircões detríticos da Formação Igarapé de Areia. Dados compilados desse estudo e de Amaral (2018).

Com relação aos dados analíticos do sistema isotópico Lu-Hf, os zircões detríticos da Formação Igarapé de Areia apresentam apenas valores positivos e heterogêneos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, variando de 1,84 a 6,07. As idades modelos Hf- T_{DM}^{C} variam de 2318 a 2538 Ma. Esses resultados demonstram que as rochas de fontes dos sedimentos de Igarapé de Areia também foram derivadas do manto e com um tempo de residência crustal que varia de 186 a 466 Ma. Três grãos de zircão apresentam idade modelos arqueanas

($Hf-T_{DM}^C = 2,51$ a $2,56$ Ga, tabela 4.1), o que pode ser indício de uma contaminação do magma com crosta mais antiga.

Portanto, as rochas fontes dessa formação possuem uma origem juvenil, relacionada a formação de crosta no paleoproterozóico, e uma possível pequena contribuição de material antigo, provavelmente resultado de contaminação com crosta arqueana, a semelhança do que foi observado na Suíte Intrusiva Tromaí. A similaridade na assinatura isotópica do tonalito com as rochas sedimentares da Formação Igarapé de Areia pode sugerir que a fonte de sedimentos seriam rochas paleoproterozoicas similares aos granitoides que constituem a Suíte Intrusiva Tromaí.

Ademais, para fazer uma comparação com as assinaturas isotópicas e investigar as possíveis rochas do FCSL e/ou suas equivalentes no Cráton Oeste Africano, que poderiam ser reconhecidas como fonte dos sedimentos da Formação Igarapé de Areia, seria necessário contemplar ao menos uma amostra de cada um dos dois grupos de granitoides paleoproterozoicos identificados nessas regiões.

Porém, com as informações isotópicas desse trabalho, já é possível reconhecer uma contemporaneidade nas idades e semelhança nas assinaturas isotópicas com a Suíte Intrusiva Tromaí, o que fortalece a hipótese que ao menos uma das fontes seriam rochas formadas pelo magmatismo cálcio-alcálico (idade). Além de que, a Formação Igarapé de Areia é correlacionada com a Formação Vizeu, que segundo Pinheiro *et al.* (2003) apresenta a possibilidade de que seus sedimentos sejam provenientes das sequências eburneanas do Cráton Oeste Africano (COA). Os zircões detríticos dessas sequências sedimentares eburneanas indicam uma origem juvenil, além da contribuição de crosta mais velha (Parra-Avila *et al.* 2016), semelhante ao que foi observado na formação sedimentar aqui estudada. Assim, utilizou-se dados de isotópicos da sequência birimiana do COA para avançar na interpretação das rochas fonte da Formação Igarapé de Areia.

5.3 CORRELAÇÃO COM AS ROCHAS DO CRÁTON OESTE-AFRICANO

Evidências geocronológicas e isotópicas juntamente com reconstruções paleogeográficas apontam que o FCSL e o Escudo *Man*, do COA, estavam unidos durante o evento acrescional do Birimiano no Paleoproterozoico. Entretanto, durante a quebra do supercontinente Pangeia essas duas massas foram separadas (Klein & Moura 2008).

Existem diversas similaridades geocronológicas entre litologias paleoproterozoicas e neoproterozoicas dentro desses dois domínios que são utilizadas para sustentar essa hipótese. São identificados 3 eventos magmáticos no FCSL e no

embasamento paleoproterozoico do CG: (1) magmatismo formado em arco de ilha do Grupo Aurizona (2240 ± 5 Ma); (2) magmatismo cálcio-alcálico da Suíte Intrusiva Tromai (2160 \pm 10 Ma); e (3) magmatismo peraluminoso de granitoides do tipo S do Suíte Intrusiva Tracuateua (2080 ± 20 Ma). Equivalentes litológicos e tectônicos também são descritos ao sul do COA, dentro do Domínio Baoulé-Mossi (figura 5.4) (Klein & Moura 2008).

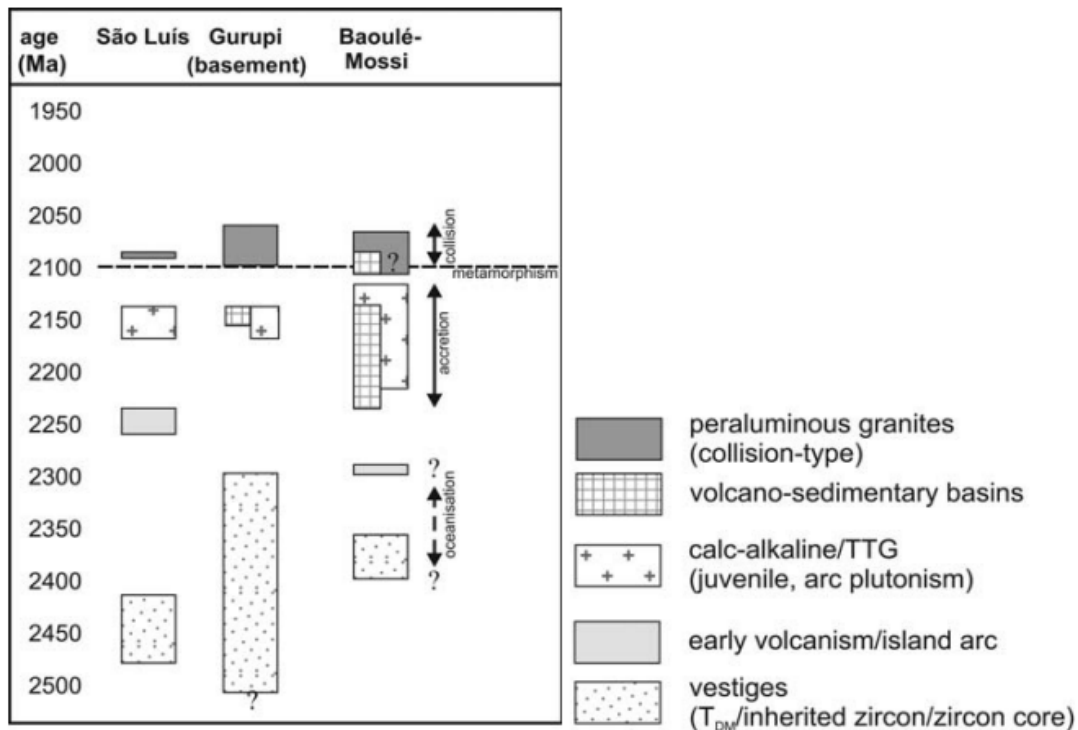


Figura 5.4- Coluna de correlação tectônica para os domínios paleoproterozoicos do Cráton São Luís, Domínio Gurupi, e Domínio Baoulé-Mossi (Cráton Oeste-Africano) (Klein & Moura 2008).

A figura 5.5 compara os dados isotópicos de Lu-Hf desse estudo e de Klein & Rodrigues (2021) com aqueles publicados por de Petersson *et al.* (2016 e 2018) para os correspondentes eventos magmáticos cálcio-alcálico e peraluminoso no COA. As amostras utilizadas pertencentes ao terreno Birimiano são granitoides do cinturão magmático de *Kibi-Winneba* (em rosa) e *Cape Coast* (em azul).

As rochas da Suíte *Winneba* são compostas por granitos a granodioritos cálcio-alcálicos que apresentam características geocronológicas e isotópicas similares as rochas da Suíte Intrusiva Tromai. Essas rochas apresentam uma variação dos valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ com dados positivos e negativos. Petersson *et al.* (2018) interpretaram esse conjunto de rochas como material juvenil, ocorrendo produção de crosta nova paleoproterozoica, mas com indícios de retrabalhamento de crosta arqueana, principalmente na amostra biotita-hornblenda granito (*Kibi Belt*), que possui valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ negativos e idade modelos

arqueanas ($Hf-T_{DM}^C = 2578$ a 2679 Ma). Apesar dos dados isotópicos da Suíte Intrusiva Tromai não possuírem valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ negativos, é possível reconhecer indícios dessa contaminação com crosta mais antiga pela presença de idades modelos arqueanas ($Hf-T_{DM}^C = 2,53$ a $2,67$ Ga; tabela 4.1).

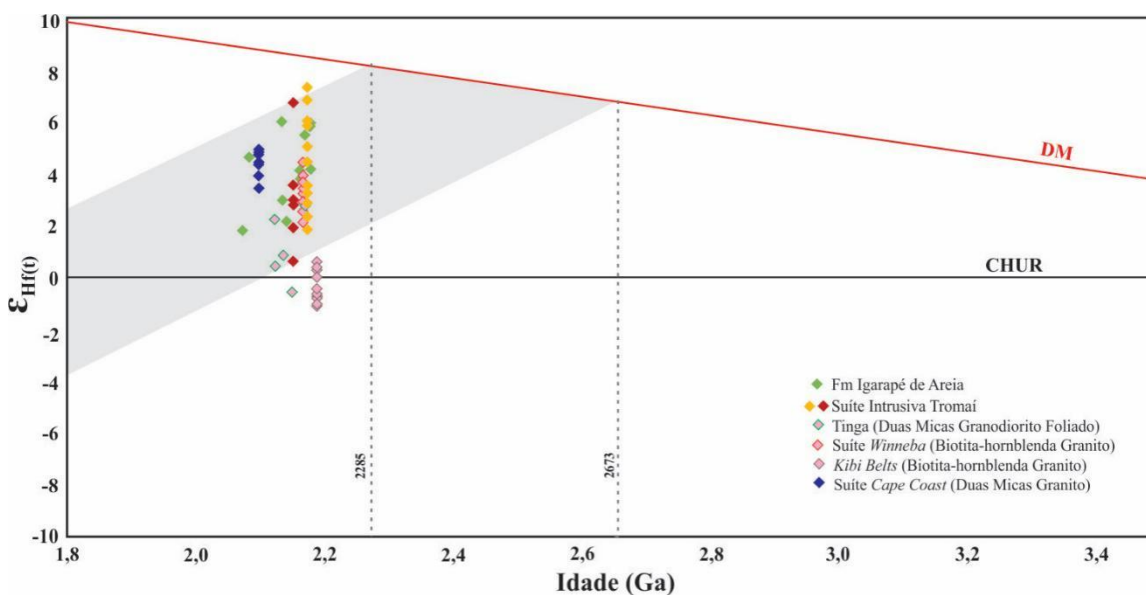


Figura 5.5- Diagrama de Idade (Ma) vs $\epsilon_{Hf(t)}$ com os dados das unidades estudadas e os dados de Petersson *et al.* (2016 e 2018) para amostras dos granitoides do Cratón Oeste-Africano (COA). Em azul, dados do magmatismo peraluminoso do COA correspondente a Suíte Intrusiva Tracuateua, e em rosa, do magmatismo cálcio-alcálico do COA correspondente a Suíte Intrusiva Tromai. Em vermelho, dados isotópicos desse estudo e em laranja dados de Klein & Rodrigues (2021) para a Suíte Intrusiva Tromai.

A Suíte *Cape Coast* é formada por biotita granodiorito peraluminosos, seus dados foram utilizados para fazer referência ao magmatismo do Suíte Intrusiva Tracuateua no FCSL, devido as similaridades na composição e nas idades obtidas. Petersson *et al.* (2016) interpretaram os dados isotópicos dessa amostra como de origem juvenil, e idades modelos $Hf-T_{DM}^C$ na faixa de 2,2 Ma.

Os zircões das rochas do COA apresentam características isotópicas ($\epsilon_{Hf(t)} = -0,8$ a $4,8$; $Hf-T_{DM}^C = 2206$ a 2685 Ma) e idade de cristalização (idade U-Pb de 2040 a 2189 Ma) que guardam forte similaridade aos zircões detríticos da Formação Igarapé de Areia ($\epsilon_{Hf(t)} = 1,84$ a $6,07$; $Hf-T_{DM}^C = 2318$ a 2538 Ma; idade U-Pb de 1985 a 2226 Ma). Considerando as características morfológicas desses grãos de zircão e a assembleia mineral dos arenitos da Formação Igarapé de Areia, que são indicativos de fonte de sedimentação proximal, podemos afirmar que a contribuição de aporte de sedimentos se originou por rochas predominantemente magmáticas oriundas dos terrenos paleoproterozoicos do COA. O Domínio Baoulé-Mossi ou rochas birimianas equivalentes seriam representativas da área fonte desses arenitos, uma vez que os grãos detríticos de

zircão apresentam correspondência geocronológica e isotópica com base nos sistemas U-Pb e Lu-Hf.

A forte similaridade dos valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e de $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ dos zircões do arenito da Formação Igarapé de Areia com aqueles dos domínios paleoproterozoicos do COA e do FCSL permitiu avaliar satisfatoriamente a utilização do sistema isotópico Lu-Hf em estudos de proveniência sedimentar. Portanto, o sistema isotópico de Lu-Hf mostrou-se eficiente na identificação de áreas fontes de depósitos sedimentares, constituindo assim uma importante ferramenta em estudos de proveniência sedimentar.

6 CONCLUSÕES

A partir dos dados geocronológicos e isotópicos em zircões *in situ* para as rochas da Suíte Intrusiva Tromaí e da Formação Igarapé de Areia, podemos sintetizar as principais conclusões nos seguintes itens:

1. A amostra estuda da Suíte Intrusiva Tromaí é um biotita-tonalito, composto também de titanita e zircão como fases assessorias, fornecendo uma idade U-Pb em zircão de 2149 ± 5.4 Ma, interpretada como idade de cristalização da rocha.
2. Os dados isotópicos de Sm-Nd da Suíte Intrusiva Tromaí registravam apenas idades modelo Nd- T_{DM} paleoproterozoicas, indicando uma origem juvenil. Os dados isotópicos de Lu-Hf em zircão forneceram valores de ϵ_{Hf} positivo, que também indicam essa maior contribuição de componentes de origem juvenil do paleoproterozoico. Entretanto, as idades modelos Hf- T_{DM}^C variam de 2,28 a 2,67 Ga. A presença de idades modelo Hf- T_{DM}^C arqueanas pode ser um indicativo de uma pequena contribuição de crosta arqueana para o magma gerou essas rochas da Suíte Intrusiva Tromaí.
3. Dois modelos são sugeridos para explicar essa contribuição de componente arqueano: (1) presença de sedimentos oriundos de crosta arqueana depositados em crosta oceânica, que durante o processo de subducção e geração de magma foram fundidos, contaminando esse magma juvenil; e (2) incorporação do arco de ilha em um núcleo arqueano, resultando em uma mistura do magma oriundo do manto e da fusão das rochas dessa crosta arqueana.
4. As características morfológicas dos zircões detríticos da Formação Igarapé de Areia sinalizam uma origem magmática. Enquanto a associação mineralógica dessas rochas sugere uma fonte advinda de crátons estáveis em plataformas passivas. As idades U-Pb em zircão variando entre 2050 e 2226 Ma, indicam um aporte sedimentar originado de uma área fonte de idade principalmente riaciana.
5. Os dados de $\epsilon_{Hf(t)}$ positivos (1,84 a 6,07) para o arenito da Formação Igarapé de Areia sugerem uma origem juvenil para sua fonte. As idades modelos Hf- T_{DM}^C de 2,5 Ga indicam uma possível contribuição de crosta arqueana para as rochas fontes desses depósitos. Esses dados apresentam uma assinatura

isotópica similar a aquela observada na Suíte Intrusiva Tromai, o que pode indicar que a fonte dos sedimentos desses arenitos seriam rochas paleoproterozoicas similares aos granitoides que constituem essa unidade.

6. A existência de dados isotópicos de Lu-Hf semelhantes para rochas equivalentes aos magmatismo cálcio-alcálico (Suíte Intrusiva Tromai) no Cráton Oeste-Africano, caracteriza que a possível área fonte dos sedimentos da Formação Igarapé de Areia corresponde a área desse Cráton formada no paleoproterozoico. Nesse contexto as rochas do Domínio Baoulé-Mossi seriam representativas da área fontes desses arenitos.
7. A forte similaridade dos valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e de $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ dos zircões do arenito da Formação Igarapé de Areia com aqueles dos domínios paleoproterozoicos do Cráton Oeste-Africano e do Fragmento Cratônico São Luís permitiu avaliar satisfatoriamente a utilização do sistema isotópico Lu-Hf em estudos de proveniência sedimentar.

REFERÊNCIAS

- Abreu F. A. M., Villas R. N. N., Hasui Y. 1980. Esboço estratigráfico do pré-cambriano da região do Gurupi; Estados do Pará e Maranhão. *In: 31º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Resumos expandidos.* Camboriú, v. 2, p. 647-658.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth Science Reviews*. **50** (1/2): 77-111.
- Amaral R. P. 2018. *Geocronologia U-Pb e tipologia de Zircão detrítico aplicadas a estudos de proveniência sedimentar das Formações Piriá e Igarapé de Areia, Cráton São Luís/Cinturão Gurupi (NE-Pará/NW- Maranhão)*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, xviii, 92 p.
- Andersen T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Geochemical Geology*, **216**: 249-270.
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S.L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**: 233 - 247. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-166>.
- Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.A. 2017. Visualizing, interpreting and comparing detrital zircon age and Hf isotope data in basin analysis – a graphical approach. *Basin Research*, John Wiley & Sons Ltd, European Association of Geoscientists & Engineers and International Association of Sedimentologists, **30**: 132-147.
- Attoh K. & Ekwueme B.N. 1997. The West African Shield. *In: Wit M. de & Ashwal L.D. (eds.). The Greenstone belt.* Oxford, Oxford University Press. p.517-528.
- Baratoux L., Metelka V., Naba S., Jessell M.W., Grégoire M., Ganne J. 2011. Juvenile Paleo-proterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (2.2-2.0 Ga), western Burkina Faso. *Pre-cambrian Research*, **191**: 18-45.
- Bard J.P. 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Tokyo, D. Reidel Publishing Company. 246p.
- Bertotti A.L. 2012. *Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS*. PhD Theses, PPGG-UFRGS, Porto Alegre, 162 p.
- Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, **40**(2): 117-127.
- Billa M., Feybesse J.L., Bronner G., Lerouge C., Milési J.P., Traoré S., Diaby S. 1999. Les formations à quartzites rubanés ferrugineux de Mont Nimba et du Simandou: des unités empilées tectoniquement, dur un soubassement plutonique Archéen (craton de Kénéma-Man), lors de l'orogène Éburnéen. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences à Paris, Sciences de la Terre et des Planetès* **329**: 287-294.

- Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarede F., Arndt N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* **97** (B1): 345–369.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**: 48–57
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Fetter A. 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema), ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geologia USP.*, **1**: 59-78.
- Buhn B. Pimentel M. M., Matteini M., Dantas E. L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (L-C-ICP-MS). *Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99–114.
- Chemale Jr., F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Res.* **22**: 200–206
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J.M. & Hoskin P.W.O. (eds.). *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, [S.l., s.n.], p. 469–500. (Mineralogical Society of America, 53).
- Costa J.L. 2000. *Castanhal, Folha SA.23-V-C. Estado do Pará*. Belém, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 1 CD-ROM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás).
- Costa J.L., Araujo A. A. F., Villas Boas J. M., Faria C. A. S., Silva Neto C. S., Wanderley V. J. R. 1977. *Projeto Gurupi*. [S.l.], DNPM; CPRM, 258 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*. 2a ed. London, Longmans. 696 p.
- Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G.G. (ed.). *Provenance of arenites*. Dordrecht, D. Reidel, p.333–361.
- Doumbia S., Pouclet A., Kouamelan A., Pecaut J. J., Vidal M., Delor C. 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, **87**: 33–63.
- Feybesse J.L., Billa M., Guerrot C., Duguey E., Lescuyer J.L., Milesi J.P., Bouchot V., 2006a. The paleoproterozoic Ghanaian province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Res.* **149** (3): 149–196.
- Fisher C.M., Vervoort J.D., Hanchar J.M. 2014. Guidelines for reporting zircon Hf isotopic data by LA-MC-ICPMS and potential pitfalls in the interpretation of these data. *Chemical Geology*, **363**:125-133.

- Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill Publishing. 182 p.
- Gartner A., Linnemann U., Sagawe A., Hofmann M., Ullrich B., Kleber A. 2013. Morphology of zircon crystal grains in sediments – characteristics, classifications, definitions. *Journal of Central European Geology. Geologia Saxônica*. **59**: 65-73.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**: 237– 269.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf, isotope evidence from detrital zircons: *Precambrian Research*, **131**(3-4): 231-282.
- Gueye M., Siegesmund S., Wemmer K., Pawlig S., Drobe M., Nolte N., Layer, P. 2007. New evidences for an early Birimian evolution in the West African Craton: An example from the Kédougou-Kénieba inlier, southeast Senegal. *South African Journal of Geology*. **110**(4): 511-534 p.
- Hasuí Y., Abreu F.A.M., Villas R.N.N. 1984. Província Parnaíba. In: Almeida F.F.M. & Hasuí Y. (coord.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p.36-45.
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall, Incorporation, 587 p.
- Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vandomos P., Pinson W.H., Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*. **157**: 495-500.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47–69.
- Jessell M.W., Begg G., M. M.S. 2015. The Geophysical Signatures of the West African Craton. *Precambrian Research* **274**:10:1016.
- Klein E.L. 2004. *Evolução geológica pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará / NW-Maranhão, Brasil*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 323 p.
- Klein E.L. 2015. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Santa Luzia do Pará, SA.23-V-C-VI*. Estado do Pará. Carta Geológica. Belém, CPRM, escala 1:100.000. 1CD-ROM. (Programa Geologia do Brasil – PGB).
- Klein E.L. & Lopes E.C.S. 2011. *Geologia e recursos minerais da Folha Centro Novo do Maranhão SA.23-Y-B-I, Estados do Maranhão e do Pará*: escala 1:100.000. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 1 CD-ROM.
- Klein E.L. & Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, **43**:237-253.

Klein E.L. & Moura C.A.V. 2003. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do Rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). *Geologia USP*. **3**: 97-112.

Klein E.L. & Moura C.A.V. 2008. São Luís craton and Gurupi belt (Brazil): possible links with the West-African craton and surrounding Pan-African belts. *In*: Pankhurst R. J., Trouw R.A.J., Neves B.B.B., Wit M.J. (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. London, Geological Society, p.137-151. (Special Publications, 294).

Klein E. L. & Rodrigues J. A B. 2021. Lu-Hf constraints on pre-, syn, and post-collision associations of the Gurupi Belt, Brazil: insights on the Rhyacian crustal evolution. *Geoscience Frontiers*, **13**(5): 101199.

Klein E.L. & Sousa C.S. 2012. *Geologia e recursos minerais do Estado do Maranhão: texto explicativo. Escala 1:750.000*. Sistema de Informações Geográficas – SIG. Programa Geologia do Brasil - PGB. Belém: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 150 p.

Klein E.L., Moura C.A.V., Krymsky R.S., Griffin W.L. 2005a. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*. **141**(3-4): 83-105.

Klein E.L., Moura C.A.V., Pinheiro, B.L.S. 2005b. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm–Nd isotopes. *Gondwana Research*. **8**: 177–186. Klein E.L., Palheta E.M.S., Pinheiro B.S., Moura C.A.V.M., Abreu F.A.M. 2005c. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*. **35** (3): 415-418.

Klein E. L., Palheta E. M. S., Pinheiro B. L. S., Moura C. A. V., Abreu F. A. M. 2005c. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*. **35**: 415-418.

Klein E.L., Luzardo R., Moura C.A.V., Armstrong R. 2008. Geochemistry and zircon geochronology of Paleoproterozoic granitoids: further evidence on the crustal evolution of the São Luís cratonic fragment. *Precambrian Research*. **165** (3-4): 221-242.

Klein E.L., Luzardo R., Moura C.A.V., Lobato D.C., Brito R.S.C., Armstrong R. 2009. Geochronology, Nd isotopes and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:129-145.

Klein E.L., Rodrigues J.B., Lopes E.C.S., Soledade G.L. 2012. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic–Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: geochemistry, U–Pb zircon geochronology, and Nd isotope. *Precambrian Research*. **220**: 192-216

Klein E.L., Lopes E.C.S., Souza-Gaia S.M, Tavares F.M., Sordi D.A. 2017a. Unidade Litoestratigráficas. *In*: Áreas de Relevante Interesse Mineral: Cinturão Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. *Informe de recursos minerais*. Brasília,DF, CPRM. p. 33-58. (Série Províncias Minerais do Brasil, nº11).

Klein E.L., Rodrigues J.B., Queiroz J.D.S., Oliveira R.G., Guimarães S.B., Chaves C.L., 2017b. Deposition and tectonic setting of the Palaeoproterozoic Castelo dos Sonhos metasedimentary formation, Tapajos Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: age and isotopic constraints. *Int. Geol. Rev.* **59**: 864–883.

Klein E.L., Rodrigues J.B., Lopes E.C.S., Gusmão de Oliveira R., Souza-Gaia S.M., Oliveira L.B.T.d. 2020a. Age, provenance and tectonic setting of metasedimentary sequences of the Gurupi Belt and São Luís cratonic fragment, northern Brazil: Broadening the understanding of the Proterozoic Early Cambrian tectonic evolution. *Precambrian Research*. **351**: 105950

Klein E. L., Lopes E.C.S., Rodrigues J.B., Souza-Gaia S.M., Cordani U.G. 2020b. Rhyacian and Neoproterozoic magmatic associations of the Gurupi Belt, Brazil: Implications for the tectonic evolution, and regional correlations. *Geoscience Frontiers*. **11** (I 6): 2243-2269, Nov.

Kouamelan A.N., Delor C., Peucat J.-J. 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Research* **86**: 177-199.

Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd. London, 193 p.

Lesquer A., Beltra O. J. F., Abreu F. A. M. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, **110**: 9–26.

Lopes E.C.S. & Klein E.L. 2014. *Folha Santa Luzia do Pará, SA.23- V-C-VI*. Estado do Pará. Carta Geológica. Belém: CPRM, escala 1:100.000. 1 CD-ROM. (Programa Geologia do Brasil – PGB).

Lopes E.C.S., Klein E.L., Moura C.A.V., Lucas F.R.A., Pinheiro B.L.S, Rodrigues J.B., Wagner M. 2016. U-Pb (LA-ICP-MS) of detrital zircon and whole rock Nd and geochemical constraints on the provenance, depositional age and tectonic setting of the metasedimentary Piriá Basin, northern Brazil: implications for the evolution of the Gurupi Belt. *Brazilian Journal of Geology*. **46**(Suppl 1): 123-144.

Lowell G.R. 1985. *Petrology of the Bragança batholith. São Luís craton, Brazil*. In: Wu L. (ed.). *The crust, the significance of granites-gneisses in the lithosphere*. [S.l.], Theophrastus Pub., Athens, p. 13- 34.

Ludwig K.R. 2003. *User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00* – a geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70 p.

Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and textures*. London, Longman, 148 p.

Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M.M., Bühn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2): 479-491.

- Milhomem Neto J.M. 2018. *U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: metodologia e aplicação no estudo da evolução crustal da porção sudoeste do Escudo das Guianas*. MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, xix, 204p.
- 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.
- Neves S.P. 2008. *Dinâmica do manto e deformação continental. Uma introdução à geotectônica*. Recife, Editora Universitária UFPE.
- Palheta E.S.M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, xiii, 143p.
- Palheta E.S., Abreu F.A.M., Moura C.A.V. 2009. Granitóides proterozóicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **39** (4): 6470- 657.
- Parra-Avila L. A., Belousova E., Fiorentini M. L., Bratoux L., Davis J., Miller J., McCuaig T. C. 2016. Crustal Evolution of the Paleoproterozoic Brimian terranes of Baoulé-Mossi domain, southern West African Craton: U-Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons. *Precambrian Research*, **274**: 25-60.
- Pastana J.M.N. 1995. *Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B*. Estados do Pará e Maranhão. Brasília, DF, CPRM, 205 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Pastana J.M.N & Faria C.A.S. (org.). 2001. *Turiaçu, Folha SA.23-V-D [e] Pinheiro, Folha SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão*. Escala 1:250.000. Brasília, DF, CPRM, p.21-43, 1 CR-ROM (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- Petersson A., Scherstén A., Kemp A.I.S., Kristinsdóttir B., Kalvig P., Anum S. 2016. Zircon U-Pb-Hf evidence for subduction related crustal growth and reworking of Archaean crust within the Paleoproterozoic Birimian terrane, West African Craton, SE Ghana. *Precambrian Research* **275**: 286-309.
- Petersson A., Scherstén A., Gerdes A. 2018. Extensive reworking of Archean crust within the Birimian terrane in Ghana as revealed by combined zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes. *Geoscience Frontiers*, **9**: 173-189.
- Pigois J.P., Groves D.I., Fletcher I.R., McNaughton N.J., Snee L.W. 2003. Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Miner. Deposita* **38**: 695–714.
- Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Klein E.L. 2003. Estudo de proveniência em arenitos das formações Igarapé de Areia e Viseu, nordeste do Pará, com base em datação de monocristais de zircão por evaporação de chumbo. *In: 8º SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. Resumos expandidos*, 1 CD-ROM.

- Santos M. M., Lana, C., Scholz R., Buick I., Schmitz M. D., Kamo S. L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C. D., Basei M. A. S., Tohver E., Alkmin A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A new appraisal of sri lankan bb zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **41** : 335-358.
- Scherer E., Münker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**: 683–687.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu– Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **219**: 311–324.
- Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J. 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, **7**: 581-589
- 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.
- Streckeiesen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Rev.*, **12**:1-33.
- Remus M.V.D., Souza, R.S., Cupertino J.A., De Ros L.F., Dani N., Vignol-Lelarge, M.L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (2 – suplemento): 166-185.
- Ribeiro J.W.A. 2002. *O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 155p.
- Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochim. Cosmochim.*, **42**: 1075-1090.
- Teixeira K.S., Moura C.A.V., Truckenbrodt W., Klein E.L.K., Chemale Jr F. 2007. Petrografia, geoquímica e geocronologia da Formação Igarapé de Areia, NE – Pará. In: 11º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Atibaia, *Anais[...]*. Atibaia, 1 CD – ROM.
- Thiéblemont D., Delor C., Cocherie A., Lafon J.M., Goujou J.C., Baldé A., Bah M., Sané H., Fan-Ning C.M. 2001. A 3.5 Ga granite-gneiss base-ment in Guinea: Further evidence for early Ar-chean accretion within the West African Craton. *Precambrian Research*, **108**: 179-194.
- Thiéblemont D., Goujou J.C., Egal E., Cocherie A., Delor C., Lafon J.M., Fanning, C.M. 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Ebur-nean reworking. *Journal of African Earth Sciences*, **39**: 97-104.
- Vermeesch P. 2004. How many zircons are needed for a provenance study. *Earth and Planetary Science Letters*, **224**: 441– 451
- Vermeesch P. 2018a. Dissimilarity measures in detrital geochronology. *Earth Science Reviews*, **178**: 310-321.

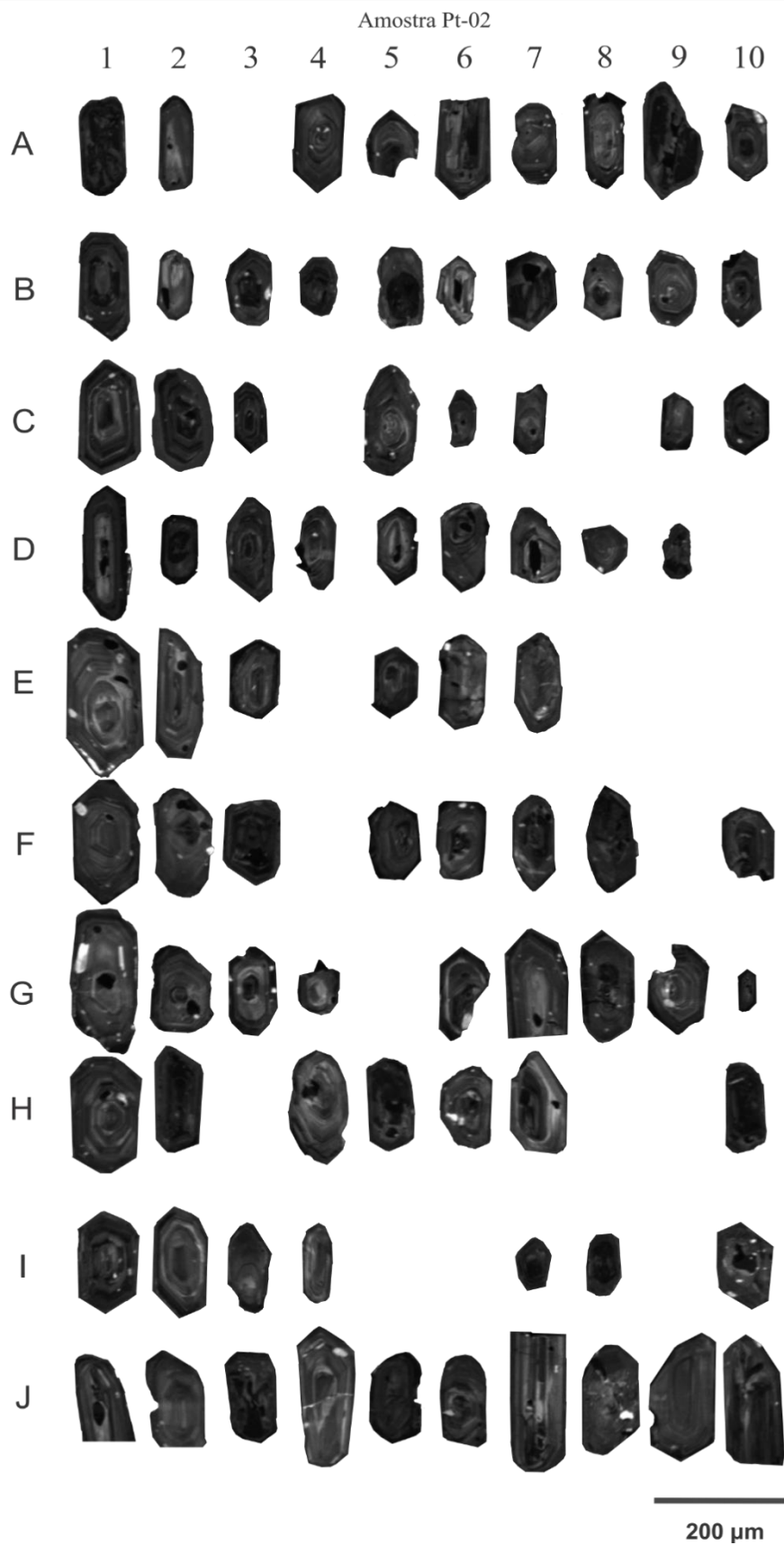
Vermeesch P. 2018b. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**(5): 1479-1493, Sep.

Villeneuve M. & Coenée J.J. 1994. Structure, evolution and paleogeography of the West African Craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, **69**(1):307-326.

Woodhead J. D. & Herget J. M. 2005. A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination. *Geostand. Geoanal. Res.*, **29**: 183-195.

APÊNDICE A- Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados

Tonalito Cândido Mendes



Formação Igarapé de Areia

Amostra Kt-07

200 μ m

APÊNDICE B- Dados da análise de U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS

Spot Number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)				^f Conc % 6/8-7/6				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	
Suíte Intrusiva Tromaí (PT-02)																				
003 Pt02 A2.csv	0,0117	27	21	60	0,35	6,87	1,72	0,36	0,88	0,51	0,14	1,47	2005,6	17,7	2095,4	35,9	2184,8	32,2	91,8	
004 Pt02 A4.csv	0,0065	33	26	77	0,34	7,05	1,66	0,39	0,65	0,39	0,13	1,53	2105,2	13,7	2117,6	35,2	2129,7	32,6	98,8	
005 Pt02 A8.csv	0,0089	31	26	81	0,33	5,85	1,80	0,32	0,95	0,53	0,13	1,52	1789,6	17,0	1954,5	35,1	2133,9	32,5	83,9	
006 Pt02 A8.csv	0,0446	3	3	10	0,30	2,49	3,11	0,20	1,35	0,43	0,09	2,80	1173,4	15,9	1270,1	39,5	1437,9	40,3	81,6	
007 Pt02 A10.csv	0,0260	22	39	59	0,66	4,79	1,90	0,28	0,95	0,50	0,13	1,64	1574,9	15,0	1782,7	33,9	2035,4	33,5	77,4	
008 Pt02 B1.csv	0,0127	39	65	129	0,51	4,89	1,78	0,28	0,92	0,52	0,13	1,52	1577,9	14,5	1800,4	32,0	2068,9	31,4	76,3	
009 Pt02 B2.csv	0,0089	15	10	34	0,29	7,30	1,66	0,39	0,70	0,42	0,14	1,51	2130,2	14,9	2149,0	35,8	2166,9	32,7	98,3	
010 Pt02 B3.csv	0,0189	31	36	90	0,41	5,13	1,87	0,28	1,05	0,56	0,13	1,55	1586,3	16,6	1840,4	34,4	2141,3	33,2	74,1	
011 Pt02 B5.csv	0,0158	30	36	87	0,42	4,98	1,99	0,27	1,06	0,53	0,13	1,68	1556,2	16,4	1816,6	36,1	2129,9	35,9	73,1	
012 Pt02 B7.csv	0,0431	20	60	52	1,16	4,21	2,20	0,24	1,18	0,54	0,13	1,86	1372,5	16,2	1675,6	36,9	2079,2	38,7	66,0	
016 Pt02 B8.csv	0,0064	36	22	86	0,25	6,56	1,60	0,35	0,89	0,55	0,13	1,34	1951,5	17,3	2053,4	32,9	2157,3	28,9	90,5	
017 Pt02 C1.csv	0,0091	28	25	79	0,32	4,94	1,61	0,28	1,01	0,63	0,13	1,25	1572,4	15,9	1809,7	29,1	2095,1	26,2	75,0	
018 Pt02 C2.csv	0,0181	50	239	279	0,86	2,30	2,15	0,14	1,50	0,70	0,12	1,54	856,9	12,8	1212,0	26,0	1915,2	29,5	44,7	
019 Pt02 C5.csv	0,0134	22	22	54	0,41	5,79	1,60	0,32	0,93	0,58	0,13	1,30	1802,3	16,8	1945,0	31,2	2100,7	27,4	85,8	
020 Pt02 C7.csv	0,0041	49	33	129	0,25	6,89	1,54	0,38	0,76	0,49	0,13	1,34	2077,5	15,8	2096,8	32,3	2115,7	28,3	98,2	
021 Pt02 C10.csv	0,0088	48	86	224	0,39	3,17	1,88	0,18	1,35	0,72	0,13	1,32	1076,5	14,5	1448,7	27,3	2047,2	26,9	52,6	
022 Pt02 D1.csv	0,0203	44	51	154	0,34	3,97	1,77	0,23	1,11	0,62	0,13	1,39	1310,9	14,5	1628,2	28,9	2066,5	28,7	63,4	
023 Pt02 D3.csv	0,0142	35	86	107	0,80	4,35	1,68	0,25	1,06	0,63	0,13	1,30	1425,3	15,1	1703,6	28,6	2065,2	26,8	69,0	
024 Pt02 D6.csv	0,0070	43	27	110	0,25	6,06	1,49	0,34	0,76	0,52	0,13	1,27	1869,7	14,3	1984,5	29,5	2106,4	26,8	88,8	
025 Pt02 E1.csv	0,0078	20	14	42	0,34	7,09	1,47	0,39	0,74	0,50	0,13	1,27	2125,7	15,7	2122,4	31,2	2119,3	26,9	100,3	
029 Pt02 E2.csv	0,0090	28	23	66	0,35	6,65	1,58	0,36	0,81	0,51	0,13	1,37	1981,6	16,0	2065,7	32,7	2150,6	29,4	92,1	
030 Pt02 F1.csv	0,0104	30	25	106	0,24	4,54	1,88	0,25	1,13	0,60	0,13	1,50	1439,7	16,3	1738,9	32,6	2120,3	31,8	67,9	
031 Pt02 F2.csv	0,0044	36	20	80	0,26	7,44	1,55	0,39	0,71	0,46	0,14	1,37	2143,6	15,3	2166,0	33,5	2187,4	30,0	98,0	
032 Pt02 F3.csv	0,0387	54	151	289	0,53	2,49	2,29	0,14	1,66	0,72	0,13	1,58	856,6	14,2	1268,7	29,0	2056,9	32,4	41,6	
033 Pt02 F8.csv	0,0087	42	27	111	0,25	6,01	1,66	0,33	0,86	0,52	0,13	1,41	1822,8	15,7	1977,5	32,8	2143,5	30,3	85,0	
034 Pt02 G1.csv	0,0061	22	13	49	0,26	7,35	1,57	0,40	0,71	0,45	0,13	1,40	2176,2	15,3	2155,1	33,8	2135,2	29,9	101,9	
035 Pt02 G7.csv	0,0073	36	25	104	0,24	5,70	1,81	0,31	1,08	0,60	0,13	1,45	1749,4	18,8	1930,8	34,9	2131,4	30,9	82,1	

Spot Number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
036 Pt02 G8.csv	0,0082	26	20	62	0,32	6,64	1,65	0,35	0,81	0,49	0,14	1,44	1940,9	15,7	2065,2	34,1	2191,6	31,6	88,6
037 Pt02 G10.csv	0,0058	35	26	133	0,20	4,09	1,90	0,23	1,13	0,59	0,13	1,53	1327,2	15,0	1652,9	31,4	2096,0	32,0	63,3
038 Pt02 H1.csv	0,0057	24	15	53	0,29	7,14	1,61	0,38	0,82	0,51	0,14	1,38	2083,3	17,0	2129,0	34,2	2173,4	30,1	95,9
042 Pt02 H4.csv	0,0100	41	45	114	0,40	5,73	2,04	0,31	0,96	0,47	0,13	1,80	1733,7	16,7	1936,1	39,5	2160,3	38,9	80,3
043 Pt02 H1.csv	0,0443	52	192	133	1,45	3,50	2,33	0,20	1,52	0,65	0,13	1,77	1159,2	17,6	1527,2	35,6	2082,4	36,9	55,7
044 Pt02 I2.csv	0,0071	23	20	54	0,37	7,24	1,86	0,39	0,75	0,40	0,13	1,70	2128,5	15,9	2142,0	39,8	2155,0	36,6	98,8
045 Pt02 J1.csv	0,0263	30	41	86	0,48	5,05	2,76	0,27	1,30	0,47	0,13	2,44	1552,7	20,1	1827,3	50,5	2156,4	52,6	72,0
046 Pt02 J2.csv	0,0058	31	30	70	0,44	6,66	1,85	0,36	0,77	0,42	0,13	1,68	1992,7	15,4	2067,6	38,2	2143,1	35,9	93,0
047 Pt02 J4.csv	0,0055	28	21	60	0,35	7,37	1,91	0,40	0,82	0,43	0,13	1,72	2155,5	17,7	2157,8	41,1	2160,1	37,2	99,8
048 Pt02 J6.csv	0,0111	27	39	105	0,37	5,12	2,15	0,27	1,18	0,55	0,14	1,80	1540,3	18,1	1838,9	39,5	2195,9	39,4	70,1
049 Pt02 J7.csv	0,0075	31	33	65	0,52	7,02	1,90	0,38	0,85	0,44	0,13	1,70	2094,0	17,7	2114,5	40,2	2134,6	36,4	98,1
050 Pt02 J9.csv	0,0064	28	21	62	0,34	7,01	1,94	0,39	0,81	0,42	0,13	1,76	2106,5	17,1	2113,2	41,0	2119,6	37,3	99,4
051 Pt02 J10.csv	0,0254	52	81	210	0,39	3,26	2,54	0,18	1,87	0,74	0,13	1,72	1048,1	19,6	1471,5	37,4	2149,9	36,9	48,8

Spot Number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
Formação Igarapé de Areia (Kt 07)																			
003 KT07 A1.csv	0,0086	8	7	14	0,48	7,62	1,45	0,41	0,70	0,48	0,14	1,26	2197,6	15,4	2187,5	31,6	2178,0	27,5	100,9
004 KT07 A2.csv	0,0095	16	151	41	3,66	4,58	1,73	0,25	1,20	0,69	0,13	1,24	1433,8	17,2	1745,2	30,1	2141,6	26,6	67,0
005 KT07 A3.csv	0,0191	34	200	139	1,45	3,74	1,76	0,21	1,24	0,71	0,13	1,25	1214,3	15,1	1579,7	27,9	2109,0	26,4	57,6
006 KT07 A4.csv	0,0128	20	63	46	1,36	5,07	1,63	0,29	0,97	0,59	0,13	1,31	1620,4	15,7	1830,5	29,8	2078,6	27,3	78,0
007 KT07 A5.csv	0,0067	23	51	87	0,59	5,77	1,47	0,32	0,74	0,50	0,13	1,27	1808,0	13,4	1941,8	28,6	2087,8	26,6	86,6
008 KT07 A6.csv	0,0265	42	296	181	1,64	3,76	1,75	0,22	1,14	0,65	0,13	1,33	1270,9	14,5	1585,3	27,7	2033,0	27,0	62,5
009 KT07 A7.csv	0,0186	33	152	123	1,24	3,85	1,67	0,22	1,00	0,60	0,12	1,34	1303,0	13,0	1602,8	26,8	2023,0	27,1	64,4
010 KT07 A8.csv	0,0183	35	107	155	0,70	4,50	1,54	0,25	0,90	0,58	0,13	1,25	1427,8	12,9	1730,5	26,7	2119,0	26,5	67,4
011 KT07 A9.csv	0,0641	44	125	199	0,63	2,01	2,23	0,14	1,50	0,67	0,10	1,66	860,2	12,9	1119,5	25,0	1664,6	27,6	51,7
012 KT07 A10.csv	0,0605	21	123	97	1,27	4,92	1,78	0,28	1,09	0,61	0,13	1,41	1608,0	17,5	1805,2	32,2	2041,3	28,8	78,8
016 KT07 A11.csv	0,0093	25	75	73	1,03	5,53	1,50	0,32	0,71	0,48	0,13	1,32	1767,4	12,6	1906,0	28,6	2060,5	27,2	85,8
017 KT07 A12.csv	0,0035	22	53	72	0,74	6,37	1,62	0,37	0,77	0,47	0,13	1,43	2006,9	15,5	2028,8	32,9	2051,2	29,3	97,8
018 KT07 B1.csv	0,0069	18	81	65	1,26	6,70	1,43	0,37	0,66	0,46	0,13	1,26	2019,5	13,3	2073,0	29,6	2126,5	26,9	95,0
019 KT07 B2.csv	0,0160	16	90	47	1,91	4,84	1,56	0,26	0,92	0,59	0,14	1,26	1472,0	13,5	1791,7	28,0	2187,3	27,6	67,3
020 KT07 B2.csv	0,0277	29	151	85	1,79	5,36	1,50	0,27	0,90	0,60	0,14	1,20	1561,9	14,1	1879,1	28,3	2250,4	27,0	69,4
021 KT07 B3.csv	0,0090	15	25	33	0,75	7,38	1,48	0,40	0,69	0,47	0,13	1,31	2165,5	15,0	2158,3	32,0	2151,4	28,2	100,7
022 KT07 B4.csv	0,0212	26	333	182	1,85	3,45	1,92	0,20	1,36	0,71	0,13	1,35	1162,6	15,9	1515,8	29,1	2051,3	27,7	56,7
023 KT07 B5.csv	0,0077	23	140	79	1,79	5,21	1,49	0,29	0,77	0,52	0,13	1,28	1641,1	12,6	1853,9	27,6	2101,9	26,8	78,1
024 KT07 B6.csv	0,0074	14	19	36	0,52	5,99	1,53	0,34	0,74	0,48	0,13	1,34	1874,9	13,8	1974,3	30,2	2080,1	27,9	90,1
025 KT07 B7.csv	0,0060	13	9	27	0,35	7,97	1,37	0,41	0,59	0,43	0,14	1,24	2230,6	13,2	2227,2	30,5	2224,1	27,5	100,3
029 KT07 B8.csv	0,0148	32	58	85	0,69	5,86	1,82	0,33	0,82	0,45	0,13	1,62	1836,1	15,1	1955,1	35,6	2083,6	33,8	88,1
030 KT07 B9.csv	0,0077	15	28	47	0,60	7,03	1,75	0,38	0,67	0,38	0,13	1,61	2084,6	14,0	2115,8	37,0	2146,3	34,6	97,1
031 KT07 B10.csv	0,0046	27	57	74	0,77	6,60	1,74	0,35	0,78	0,45	0,14	1,55	1953,5	15,3	2059,9	35,8	2168,2	33,6	90,1
032 KT07 B11.csv	0,0928	35	99	59	1,70	5,68	2,21	0,33	1,23	0,56	0,13	1,84	1832,6	22,5	1928,6	42,7	2033,3	37,4	90,1
033 KT07 B12.csv	0,0529	56	647	391	1,66	1,37	3,09	0,09	2,46	0,80	0,11	1,87	545,6	13,4	875,5	27,0	1838,1	34,3	29,7
034 KT07 C2.csv	0,0180	27	130	75	1,74	5,28	1,91	0,29	1,04	0,55	0,13	1,60	1648,3	17,2	1864,9	35,6	2115,7	33,9	77,9
035 KT07 C3.csv	0,0096	20	47	47	1,00	6,23	1,86	0,35	0,89	0,48	0,13	1,63	1918,3	17,1	2009,2	37,3	2104,0	34,3	91,2
036 KT07 C4.csv	0,0094	8	8	23	0,37	7,48	1,74	0,40	0,67	0,38	0,14	1,61	2170,6	14,5	2170,9	37,8	2171,2	34,9	100,0
037 KT07 C5.csv	0,0098	8	9	18	0,51	7,17	1,75	0,39	0,66	0,38	0,13	1,62	2135,9	14,1	2132,7	37,3	2129,7	34,5	100,3
038 KT07 C6.csv	0,0075	18	34	46	0,73	5,85	1,88	0,34	0,83	0,44	0,13	1,69	1863,1	15,5	1953,5	36,8	2050,8	34,7	90,9
042 KT07 C7.csv	0,0278	30	134	95	1,42	2,58	3,18	0,15	2,64	0,83	0,12	1,77	907,1	23,9	1293,6	41,1	2008,9	35,6	45,2
043 KT07 C8.csv	0,1341	66	69	378	0,18	1,53	3,45	0,10	2,78	0,80	0,11	2,05	623,8	17,3	941,8	32,5	1784,4	36,6	35,0
044 KT07 C9.csv	0,0112	19	38	53	0,72	5,54	2,16	0,31	1,20	0,55	0,13	1,80	1726,8	20,6	1906,4	41,1	2107,9	37,9	81,9

Spot Number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
044 KT07 C9.csv	0,0112	19	38	53	0,72	5,54	2,16	0,31	1,20	0,55	0,13	1,80	1726,8	20,6	1906,4	41,1	2107,9	37,9	81,9
045 KT07 C10.csv	0,0575	40	182	249	0,74	1,29	3,60	0,09	2,79	0,77	0,10	2,28	551,2	15,4	841,7	30,3	1712,1	39,1	32,2
046 KT07 C11.csv	0,0319	16	223	81	2,76	2,54	2,91	0,15	2,18	0,75	0,12	1,93	895,0	19,5	1283,7	37,3	2010,3	38,8	44,5
047 KT07 C12.csv	0,0050	18	12	40	0,30	7,51	1,74	0,39	0,72	0,42	0,14	1,59	2144,6	15,5	2174,1	37,9	2202,0	34,9	97,4
048 KT07 D1.csv	0,0109	22	156	83	1,89	4,20	2,12	0,24	1,27	0,60	0,13	1,70	1370,3	17,4	1674,6	35,6	2080,3	35,4	65,9
049 KT07 D2.csv	0,0094	15	33	45	0,73	6,66	1,89	0,37	0,75	0,40	0,13	1,74	2050,5	15,3	2067,0	39,1	2083,6	36,2	98,4
050 KT07 D3.csv	0,0096	18	74	32	2,34	6,52	1,88	0,37	0,82	0,44	0,13	1,69	2025,9	16,7	2048,9	38,5	2072,1	35,0	97,8
051 KT07 D4.csv	0,0092	7	5	15	0,33	7,37	1,84	0,40	0,74	0,40	0,13	1,69	2172,9	16,1	2157,3	39,8	2142,4	36,2	101,4
055 KT07 D5.csv	0,0098	8	12	14	0,87	7,22	1,65	0,39	0,62	0,37	0,13	1,53	2142,1	13,2	2139,4	35,3	2136,9	32,7	100,2
056 KT07 D6.csv	0,0067	12	21	19	1,11	7,54	1,73	0,41	0,75	0,43	0,13	1,56	2211,6	16,6	2177,3	37,7	2145,1	33,4	103,1
057 KT07 D7.csv	0,0079	36	70	88	0,80	6,07	1,57	0,34	0,63	0,40	0,13	1,44	1865,5	11,8	1985,5	31,2	2112,9	30,4	88,3
058 KT07 D8.csv	0,0070	28	45	51	0,90	6,13	1,69	0,34	0,79	0,47	0,13	1,49	1898,8	15,0	1994,4	33,7	2094,9	31,2	90,6
059 KT07 D9.csv	0,0190	12	33	23	1,41	5,45	1,93	0,31	1,08	0,56	0,13	1,60	1763,9	19,0	1892,7	36,6	2037,0	32,7	86,6
060 KT07 D10.csv	0,0393	31	105	45	2,35	5,48	1,79	0,31	0,87	0,48	0,13	1,57	1733,7	15,0	1897,6	34,1	2081,9	32,7	83,3
061 KT07 D11.csv	0,0133	27	137	64	2,15	4,98	1,72	0,27	0,90	0,52	0,13	1,46	1565,0	14,0	1815,3	31,2	2116,1	31,0	74,0
062 KT07 D12.csv	0,0091	10	12	18	0,66	6,51	1,95	0,36	0,93	0,48	0,13	1,71	1993,2	18,5	2047,7	39,8	2103,1	36,0	94,8
063 KT07 E1.csv	0,0063	15	18	26	0,72	7,33	1,74	0,39	0,90	0,52	0,14	1,49	2134,4	19,2	2152,3	37,5	2169,3	32,4	98,4
064 KT07 E2.csv	0,0207	37	479	215	2,24	2,13	2,24	0,12	1,65	0,74	0,13	1,51	737,2	12,2	1157,5	25,9	2061,1	31,2	35,8
068 KT07 E3.csv	0,0083	7	5	11	0,45	7,54	1,64	0,41	0,67	0,41	0,13	1,49	2194,0	14,8	2177,5	35,6	2161,9	32,2	101,5
069 KT07 E4.csv	0,0177	28	53	59	0,90	4,82	1,79	0,27	1,05	0,59	0,13	1,45	1532,8	16,1	1788,9	32,0	2102,2	30,4	72,9
070 KT07 E5.csv	0,0159	38	115	106	1,09	5,49	1,76	0,30	0,99	0,56	0,13	1,46	1699,4	16,8	1899,7	33,5	2126,3	31,0	79,9
071 KT07 E6.csv	0,0045	15	33	38	0,86	7,23	1,62	0,40	0,75	0,46	0,13	1,44	2148,9	16,0	2140,1	34,7	2131,6	30,7	100,8
072 KT07 E7.csv	0,0208	29	96	62	1,56	5,33	1,65	0,30	0,78	0,47	0,13	1,46	1672,6	13,1	1874,3	31,0	2105,9	30,7	79,4
073 KT07 E8.csv	0,0097	12	38	40	0,96	6,94	1,69	0,38	0,84	0,50	0,13	1,47	2080,6	17,5	2103,7	35,5	2126,3	31,2	97,9
074 KT07 E9.csv	0,0163	37	76	87	0,88	4,30	2,02	0,24	1,40	0,69	0,13	1,46	1389,8	19,5	1692,6	34,3	2091,2	30,5	66,5
075 KT07 E10.csv	0,0091	24	41	59	0,69	6,92	1,60	0,38	0,72	0,45	0,13	1,43	2077,1	15,0	2101,4	33,7	2125,2	30,4	97,7
076 KT07 E11.csv	0,0099	23	31	42	0,74	6,65	1,64	0,36	0,76	0,46	0,13	1,45	2000,1	15,2	2065,5	33,8	2131,4	30,9	93,8
077 KT07 E12.csv	0,0340	36	82	108	0,76	3,70	2,02	0,23	1,19	0,59	0,12	1,64	1313,0	15,6	1572,4	31,8	1940,3	31,8	67,7
081 KT07 F1.csv	0,0168	37	153	119	1,30	4,90	1,74	0,27	1,01	0,58	0,13	1,41	1518,4	15,3	1801,7	31,3	2147,3	30,3	70,7
082 KT07 F2.csv	0,0085	26	89	66	1,36	6,27	1,71	0,35	0,95	0,56	0,13	1,42	1921,3	18,3	2014,1	34,5	2110,7	30,1	91,0
083 KT07 F3.csv	0,0073	18	27	42	0,66	6,59	1,66	0,37	0,89	0,54	0,13	1,40	2015,1	17,9	2058,5	34,1	2102,2	29,4	95,9
084 KT07 F4.csv	0,0804	33	517	294	1,77	1,07	3,45	0,08	2,86	0,83	0,10	1,94	486,7	13,9	736,9	25,4	1598,1	31,0	30,5

Spot Number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c							Ages (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s	
						[%]	[%]	[%]	[%]	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	
085 KT07 F4.csv	0,0530	11	12	20	0,59	6,44	2,40	0,38	1,05	0,44	0,12	2,16	2090,3	21,9	2038,2	48,9	1985,8	42,9	105,3
086 KT07 F5.csv	0,1423	49	1124	637	1,78	0,36	7,97	0,03	7,53	0,94	0,09	2,62	193,6	14,6	311,3	24,8	1323,4	34,7	14,6
087 KT07 F6.csv	0,0092	14	26	30	0,87	6,93	1,51	0,37	0,69	0,46	0,13	1,34	2044,2	14,2	2103,0	31,8	2160,9	29,0	94,6
088 KT07 F7.csv	0,2080	25	41	38	1,09	4,57	2,48	0,24	1,16	0,47	0,14	2,19	1405,2	16,3	1743,2	43,3	2176,6	47,8	64,6
089 KT07 F8.csv	0,0084	20	15	49	0,32	6,87	1,71	0,37	1,02	0,60	0,13	1,37	2047,8	20,8	2094,4	35,7	2140,5	29,3	95,7
090 KT07 F9.csv	0,0083	26	124	64	1,96	6,41	1,68	0,35	0,92	0,55	0,13	1,40	1936,1	17,8	2034,2	34,1	2135,3	30,0	90,7
094 KT07 F10.csv	0,0148	18	58	51	1,14	5,10	1,82	0,27	1,10	0,61	0,14	1,45	1535,6	17,0	1836,2	33,5	2196,4	31,9	69,9
095 KT07 F11.csv	0,0328	38	293	110	2,69	4,88	1,89	0,26	1,24	0,66	0,14	1,42	1472,1	18,2	1799,5	34,0	2203,2	31,4	66,8
096 KT07 F12.csv	0,0087	19	23	46	0,50	6,08	1,94	0,34	0,97	0,50	0,13	1,68	1886,4	18,3	1987,6	38,6	2094,6	35,3	90,1
097 KT07 G1.csv	0,0092	33	154	89	1,74	5,98	1,63	0,33	0,85	0,52	0,13	1,39	1822,6	15,5	1972,9	32,2	2134,4	29,8	85,4
098 KT07 G2.csv	0,0394	44	63	185	0,34	2,95	2,13	0,18	1,38	0,65	0,12	1,62	1081,6	14,9	1394,0	29,7	1910,9	31,0	56,6
099 KT07 G3.csv	0,0092	4	4	9	0,47	7,71	1,69	0,40	0,80	0,47	0,14	1,49	2180,7	17,5	2197,9	37,2	2214,0	32,9	98,5
100 KT07 G4.csv	0,0088	14	18	29	0,63	7,03	1,65	0,38	0,81	0,49	0,13	1,44	2089,2	16,9	2115,8	34,9	2141,8	30,8	97,5
101 KT07 G5.csv	0,0055	34	41	82	0,50	6,56	1,64	0,35	0,93	0,56	0,13	1,36	1947,8	18,0	2054,5	33,7	2163,4	29,3	90,0
102 KT07 G6.csv	0,0079	22	58	57	1,02	6,34	1,73	0,35	0,93	0,54	0,13	1,46	1937,2	18,0	2024,4	35,1	2114,6	30,9	91,6
103 KT07 G7.csv	0,0950	59	214	365	0,59	1,17	3,48	0,10	2,52	0,73	0,09	2,39	592,5	15,0	785,6	27,3	1382,1	33,1	42,9
107 KT07 G8.csv	0,0106	28	52	82	0,64	5,45	1,96	0,31	0,99	0,51	0,13	1,69	1725,4	17,1	1893,0	37,1	2082,2	35,2	82,9
108 KT07 G10.csv	0,0203	35	68	100	0,68	5,29	2,02	0,29	0,94	0,46	0,13	1,79	1660,6	15,6	1867,4	37,8	2106,1	37,7	78,8
109 KT07 G11.csv	0,0272	21	75	63	1,20	4,54	1,93	0,27	0,85	0,44	0,12	1,74	1520,1	12,9	1739,0	33,6	2013,3	35,0	75,5
110 KT07 G11.csv	0,0174	18	33	51	0,64	5,50	1,89	0,33	0,83	0,44	0,12	1,69	1816,1	15,1	1900,5	35,9	1993,9	33,8	91,1
111 KT07 G12.csv	0,0694	41	381	152	2,52	2,22	2,41	0,14	1,50	0,62	0,11	1,89	860,1	12,9	1186,2	28,6	1842,0	34,8	46,7
112 KT07 H1.csv	0,0208	36	132	104	1,28	4,92	1,81	0,28	0,86	0,47	0,13	1,59	1579,8	13,6	1806,4	32,7	2078,9	33,2	76,0
113 KT07 H2.csv	0,0097	19	27	38	0,73	7,24	1,69	0,40	0,61	0,36	0,13	1,58	2167,3	13,1	2141,1	36,2	2116,0	33,4	102,4
114 KT07 H3.csv	0,0346	38	100	117	0,86	4,04	1,93	0,24	0,92	0,48	0,12	1,70	1384,6	12,7	1642,1	31,7	1989,5	33,8	69,6
115 KT07 H4.csv	0,0127	28	84	72	1,17	5,91	1,69	0,32	0,75	0,44	0,14	1,52	1774,3	13,2	1962,9	33,2	2168,0	32,9	81,8
116 KT07 H5.csv	0,0093	15	48	32	1,51	6,46	1,76	0,35	0,84	0,48	0,13	1,55	1947,1	16,4	2040,5	35,9	2136,3	33,0	91,1
120 KT07 H6.csv	0,0806	43	190	257	0,74	0,94	4,58	0,07	3,95	0,86	0,10	2,32	416,6	16,5	671,1	30,8	1656,3	38,5	25,2
121 KT07 H7.csv	0,0086	12	11	26	0,42	7,34	1,81	0,40	0,70	0,39	0,13	1,67	2153,7	15,2	2153,8	39,1	2153,9	36,0	100,0
122 KT07 H8.csv	0,0090	17	30	47	0,65	6,27	1,87	0,35	0,82	0,44	0,13	1,68	1911,0	15,6	2013,7	37,6	2120,6	35,7	90,1
123 KT07 H8.csv	0,0169	16	165	49	3,39	5,22	2,00	0,28	1,12	0,56	0,14	1,65	1590,8	17,8	1856,2	37,1	2168,0	35,9	73,4
124 KT07 H9.csv	0,0224	20	78	81	0,97	4,69	2,10	0,27	1,14	0,54	0,13	1,76	1548,0	17,6	1766,0	37,1	2034,6	35,9	76,1
125 KT07 H10.csv	0,0048	20	25	34	0,73	7,71	2,06	0,40	0,87	0,42	0,14	1,87	2184,4	18,9	2197,7	45,2	2210,1	41,3	98,8
126 KT07 H11.csv	0,0086	6	5	13	0,37	7,67	1,83	0,41	0,72	0,39	0,14	1,69	2214,6	15,9	2192,8	40,2	2172,5	36,7	101,9
127 KT07 H12.csv	0,0120	20	34	48	0,72	5,65	2,01	0,31	1,09	0,54	0,13	1,69	1737,9	19,0	1923,3	38,7	2129,5	35,9	81,6

Spot Number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						^f Conc % 6/8-7/6	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
128 KT07 I1.csv	0,0277	27	155	89	1,74	3,64	2,29	0,21	1,50	0,65	0,13	1,73	1227,1	18,4	1558,9	35,7	2043,0	35,4	60,1
129 KT07 I2.csv	0,0052	13	16	29	0,56	7,51	1,84	0,41	0,80	0,43	0,13	1,66	2198,0	17,6	2174,1	40,0	2151,5	35,7	102,2
133 KT07 I3.csv	0,0088	12	39	30	1,29	6,69	2,05	0,36	1,07	0,52	0,14	1,75	1979,5	21,1	2071,4	42,5	2164,2	37,9	91,5
134 KT07 I4.csv	0,0035	24	29	52	0,56	7,44	1,90	0,40	0,81	0,43	0,13	1,72	2174,5	17,5	2165,9	41,1	2157,7	37,1	100,8
135 KT07 I5.csv	0,0065	9	11	18	0,62	7,52	1,94	0,41	0,86	0,44	0,13	1,74	2192,8	18,7	2174,9	42,2	2158,1	37,6	101,6
136 KT07 I6.csv	0,0078	10	11	20	0,54	7,42	1,85	0,40	0,80	0,43	0,14	1,67	2150,2	17,3	2163,2	40,1	2175,6	36,3	98,8
137 KT07 I7.csv	0,0193	21	156	52	3,00	5,66	2,03	0,30	1,02	0,50	0,13	1,76	1712,8	17,4	1924,8	39,2	2161,6	38,1	79,2
138 KT07 I8.csv	0,0169	14	62	55	1,13	4,69	2,37	0,26	1,49	0,63	0,13	1,84	1501,2	22,4	1765,4	41,8	2094,0	38,5	71,7
139 KT07 I9.csv	0,0355	30	122	130	0,95	3,34	2,47	0,19	1,44	0,58	0,13	2,00	1139,5	16,4	1489,9	36,7	2031,5	40,7	56,1
140 KT07 I10.csv	0,1993	29	191	41	4,73	5,93	2,86	0,32	1,53	0,53	0,13	2,42	1812,2	27,7	1965,1	56,2	2130,1	51,5	85,1
141 KT07 I12.csv	0,0195	32	195	96	2,04	4,49	2,07	0,25	1,15	0,55	0,13	1,73	1443,1	16,5	1729,6	35,9	2096,3	36,3	68,8
142 KT07 J1.csv	0,4529	63	16	23	0,69	7,10	5,82	0,35	1,54	0,26	0,15	5,61	1934,7	29,8	2124,6	123,6	2313,7	129,8	83,6
146 KT07 J2.csv	0,0083	12	40	27	1,48	7,53	1,99	0,40	1,06	0,53	0,14	1,68	2165,5	22,9	2176,6	43,3	2187,1	36,8	99,0
147 KT07 J4.csv	0,0063	12	20	26	0,77	7,40	1,89	0,38	0,80	0,43	0,14	1,71	2093,1	16,8	2160,9	40,8	2226,0	38,0	94,0
148 KT07 J5.csv	0,0075	17	27	35	0,78	7,25	1,94	0,40	0,75	0,39	0,13	1,79	2152,8	16,1	2142,2	41,5	2132,0	38,1	101,0
149 KT07 J6.csv	0,0511	47	247	178	1,40	2,77	2,52	0,18	1,45	0,57	0,11	2,06	1047,0	15,2	1348,8	34,0	1866,0	38,5	56,1
150 KT07 J7.csv	0,0196	27	141	82	1,72	4,97	2,10	0,28	1,05	0,50	0,13	1,82	1582,4	16,6	1813,9	38,1	2091,2	38,0	75,7
151 KT07 J8.csv	0,0050	28	220	88	2,52	5,45	1,94	0,29	0,97	0,50	0,14	1,69	1645,4	15,9	1892,9	36,8	2176,4	36,7	75,6
152 KT07 J9.csv	0,0278	33	187	126	1,49	3,99	2,33	0,23	1,40	0,60	0,13	1,85	1319,6	18,5	1632,2	38,0	2062,4	38,3	64,0
153 KT07 J10.csv	0,0075	20	41	44	0,94	6,71	1,94	0,37	0,76	0,39	0,13	1,79	2048,2	15,5	2073,8	40,3	2099,4	37,6	97,6
154 KT07 J11.csv	0,0034	50	32	112	0,29	7,57	1,87	0,40	0,77	0,41	0,14	1,70	2191,1	16,8	2181,5	40,7	2172,6	37,0	100,9
155 KT07 J12.csv	0,0089	26	43	58	0,74	6,85	1,94	0,37	0,80	0,41	0,13	1,77	2051,4	16,5	2092,4	40,6	2133,0	37,7	96,2

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

^b As razões Th/U e a quantidade de Pb, Th e U (em ppm) são calculadas em relação ao zircão de referência GJ-1

^c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS-valores/valores medidos); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando a equação $= (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$

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

^e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalizações ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramer (1975);

^f Grau de concordância, $6/8-7/6 = (\text{Idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{Idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.*, 2016.

APÊNDICE C- Dados da análise Lu-Hf em zircão por MC-ICP-MS

Amostras						Amostra (t)	CHUR (t)	DM (t)	NC (t)	CHUR (T _{DM})	DM (T _{DM})	Idade modelo (Hf)			Épsilon (Hf)			±2σ
ID	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf amostra	2SE	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf zircão	2SE	t (U-Pb) (Ma)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf (zircão, t)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf (chur, t)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf (DM, t)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf (NC, t)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf (chur, TDM)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf (DM, TDM)	TDM zircão (Ma)	TDM crustal (Ma)	TNew Crust (Ma)	εHf(0)	εHf(t)	εHf (TDM)	
Formação Igarapé de Areia (Kt07)																		
(Kt) J05	0,28154	0,00004	0,00066	0,00007	2178	0,2815	0,2814	0,2816	0,2816	0,2812	0,2814	2352,41	2468,88	2314,08	-44,11	4,2	7,81	1,5532
(Kt) A1	0,28158	0,00006	0,00047	0,00004	2178	0,2816	0,2814	0,2816	0,2816	0,2813	0,2815	2286,05	2359,24	2222,75	-42,66	6,0	8,21	2,2004
(Kt) E1	0,28159	0,00007	0,00083	0,00064	2169	0,2816	0,2814	0,2816	0,2816	0,2813	0,2815	2294,73	2377,84	2236,46	-42,33	5,6	8,14	2,3816
(Kt) D2	0,28161	0,00005	0,00065	0,00014	2083	0,2816	0,2815	0,2817	0,2817	0,2813	0,2815	2254,23	2368,15	2211,38	-41,55	4,7	8,17	1,6141
(Kt) D3	0,28157	0,00006	0,00144	0,00012	2072	0,2815	0,2815	0,2817	0,2817	0,2812	0,2814	2358,27	2538,49	2351,17	-43,03	1,8	7,56	2,1092
(Kt) E3	0,28156	0,00009	0,00102	0,00040	2162	0,2815	0,2814	0,2817	0,2816	0,2812	0,2814	2343,76	2462,17	2305,32	-43,31	4,2	7,84	3,1933
(Kt) E6	0,28161	0,00006	0,00050	0,00009	2132	0,2816	0,2814	0,2817	0,2816	0,2813	0,2815	2243,26	2318,30	2179,55	-41,49	6,1	8,35	2,0593
(Kt) F6	0,28154	0,00006	0,00068	0,00010	2161	0,2815	0,2814	0,2817	0,2816	0,2812	0,2814	2351,55	2478,47	2318,71	-44,05	3,9	7,78	2,3144
(Kt) F8	0,28151	0,00005	0,00085	0,00024	2140	0,2815	0,2814	0,2817	0,2816	0,2811	0,2813	2397,76	2567,20	2388,51	-45,00	2,2	7,46	1,7215
(Kt) F9	0,28155	0,00005	0,00102	0,00008	2135	0,2815	0,2814	0,2817	0,2816	0,2812	0,2814	2363,42	2511,91	2341,44	-43,83	3,0	7,66	1,8836
(Kt) I6	0,28158	0,00006	0,00050	0,00007	2176	0,2816	0,2814	0,2816	0,2816	0,2813	0,2815	2287,02	2362,05	2224,69	-42,63	5,9	8,20	2,0388
Granito Candido Mendes (Pt02)																		
(Pt) J9	0,28155	0,000048	0,00105	0,00012	2106	0,2815	0,2814	0,2817	0,2816	0,2812	0,2814	2354,53	2515,50	2338,71	-43,55	2,6	7,65	1,7321
(Pt) J4	0,28178	0,000104	0,00214	0,00055	2149	0,2817	0,2814	0,2817	0,2816	0,2814	0,2817	2112,63	2090,80	1993,51	-35,71	9,9	9,17	3,7207
(Pt) J7	0,28165	0,000054	0,00112	0,00003	2106	0,2816	0,2814	0,2817	0,2816	0,2813	0,2815	2231,75	2313,04	2170,02	-40,25	5,8	8,37	1,9137
(Pt) I2	0,28155	0,000047	0,00131	0,00066	2149	0,2815	0,2814	0,2817	0,2816	0,2812	0,2814	2380,59	2528,30	2357,86	-43,80	2,9	7,60	1,6803
(Pt) G1	0,28147	0,000064	0,00103	0,00014	2149	0,2814	0,2814	0,2817	0,2816	0,2811	0,2813	2467,23	2673,83	2479,17	-46,52	0,6	7,07	2,3022
(Pt) E1	0,28152	0,000047	0,00075	0,00005	2106	0,2815	0,2814	0,2817	0,2816	0,2811	0,2813	2382,69	2565,42	2380,32	-44,76	1,8	7,47	1,6801
(Pt) C1	0,28129	0,000071	0,00199	0,00054	2106	0,2812	0,2814	0,2817	0,2816	0,2807	0,2809	2771,84	3173,15	2887,39	-52,69	-7,9	5,26	2,5350
(Pt) A4	0,28139	0,000046	0,00204	0,00068	2106	0,2813	0,2814	0,2817	0,2816	0,2809	0,2810	2639,75	2961,09	2710,35	-49,24	-4,5	6,03	1,6392
(Pt) A8	0,28153	0,000099	0,00170	0,00039	2106	0,2815	0,2814	0,2817	0,2816	0,2811	0,2813	2423,17	2619,44	2425,35	-44,28	1,0	7,27	3,5208
(Pt) D6	0,28139	0,000056	0,00236	0,00084	2106	0,2813	0,2814	0,2817	0,2816	0,2809	0,2810	2667,71	2997,97	2741,13	-49,37	-5,1	5,90	2,0125

Os parâmetros usados para os cálculos são: $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Söderlund *et al.*, 2004); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ para o reservatório uniforme condritico (CHUR) (Bouvier *et al.*, 2008); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ para o manto empobrecido (Andersen *et al.*, 2009);

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,015 foi utilizada como um valor médio da crosta continental para o cálculo da $T_{\text{DMcrustal}}$ (Griffin *et al.*, 2002, 2004; Belousova *et al.*, 2009, 2010).

Valores das razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.03795$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283158$ atuais para a nova crosta (Dhuime *et al.*, 2012), assim como a razão crustal $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0093$.

APÊNDICE D: Dados isotópicos Lu-Hf complementares

Dados de Klein & Rodrigues (2021) para a **Suíte Intrusiva Tromai**

Amostra	Idade U-Pb (Ma)	Sample (Present day ratios)								Sample Initial	EPSILON			DM Model Ages (Ga)	
		$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	Ratio	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\pm 2\text{SE}$	SINGLE	R 0.015
										$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$					
EK-187A Z12B	2174	0,28157	0,00007	0,000372	0,000012	0,01361	0,00057	0,0136	0,0006	0,281559	-42,8	5,9	0,2	2,29	2,361
EK-187A Z13	2174	0,28163	0,00006	0,000704	0,000063	0,02738	0,00267	0,0274	0,0027	0,281601	-40,8	7,4	0,7	2,23	2,268
EK-187A Z14	2174	0,28159	0,00006	0,000671	0,000055	0,02764	0,00266	0,0276	0,0027	0,281566	-42,1	6,1	0,5	2,28	2,346
EK-187A Z16N	2174	0,28155	0,00009	0,000796	0,000144	0,03065	0,00611	0,0307	0,0061	0,281520	-43,6	4,5	0,8	2,34	2,450
EK-187A Z21	2174	0,28160	0,00008	0,001774	0,000053	0,07696	0,00195	0,0770	0,0019	0,281522	-42,1	4,6	0,1	2,34	2,444
EK-187A z25B	2174	0,28151	0,00007	0,001179	0,000122	0,04753	0,00489	0,0475	0,0049	0,281461	-45,1	2,4	0,3	2,42	2,581
EK-187A Z30	2174	0,28148	0,00006	0,000773	0,000015	0,03193	0,00086	0,0319	0,0009	0,281448	-46,2	1,9	0,0	2,44	2,611
EK-187A Z33	2174	0,28151	0,00008	0,000807	0,000031	0,03253	0,00130	0,0325	0,0013	0,281475	-45,1	2,9	0,1	2,40	2,550
EK-187A Z35N	2174	0,28165	0,00006	0,001520	0,000134	0,06319	0,00560	0,0632	0,0056	0,281587	-40,1	6,9	0,6	2,25	2,298
EK-187A Z37N	2174	0,28154	0,00008	0,001422	0,000118	0,06048	0,00551	0,0605	0,0055	0,281486	-43,9	3,3	0,3	2,39	2,526
EK-187A Z40B	2174	0,28158	0,00009	0,001026	0,000072	0,04355	0,00343	0,0436	0,0034	0,281538	-42,6	5,1	0,4	2,32	2,410
EK-187A Z43B	2174	0,28152	0,00007	0,000682	0,000004	0,02767	0,00034	0,0277	0,0003	0,281495	-44,6	3,6	0,0	2,37	2,505
EK-187A Z43N	2174	0,28150	0,00008	0,000989	0,000022	0,04196	0,00076	0,0420	0,0008	0,281462	-45,3	2,4	0,1	2,42	2,580

Dados de Petersson *et al.* (2016 & 2018) para rochas do **Cráton Oeste-Africano**

Amostra	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\text{SE} \times 10^{-6}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$2\text{SE} \times 10^{-5}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\text{SE} \times 10^{-5}$	Idade (Ma)	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2\sigma$	Hf_{DM} (Ma)
Duas micas granito (Suíte Cape)													
ASGH022A01	0,2815723	35	0,000032	2,0	0,0014	1,46726	6	2093	2	0,281571	4,4	1,2	2227
ASGH022A02	0,2815675	37	0,000038	6,0	0,0017	1,46729	7	2093	2	0,281566	4,3	1,3	2236
ASGH022A04	0,2815847	25	0,000043	2,0	0,0018	1,46725	7	2093	2	0,281583	4,9	0,9	2206
ASGH022A05	0,2815868	22	0,000174	5,0	0,0060	1,46729	4	2093	2	0,281580	4,8	0,8	2211
ASGH022A06	0,2815833	25	0,000112	8,0	0,0041	1,46721	4	2093	2	0,281579	4,7	0,9	2213
ASGH022A08	0,2815511	42	0,000257	14,0	0,0083	1,46725	7	2093	2	0,281541	3,4	1,5	2281
ASGH022A09	0,2815578	41	0,000056	4,0	0,0018	1,46721	9	2093	2	0,281556	3,9	1,5	2255
ASGH022A10	0,2815719	35	0,000113	6,0	0,0042	1,46730	8	2093	2	0,281567	4,3	1,2	2234
ASGH022A11	0,2815613	24	0,000134	10,0	0,0045	1,46730	4	2093	2	0,281556	3,9	0,8	2254
Biotita-hornblenda granito (Suíte Winneba)													
ASGH019A01	0,2815730	31	0,001570	5,6	0,0383	1,46719	10	2167	4	0,281508	3,9	1,1	2353
ASGH019A02	0,2815690	39	0,002460	1,8	0,0608	1,46715	13	2167	4	0,281467	2,5	1,4	2444
ASGH019A03	0,2815870	30	0,001580	20,7	0,0384	1,46716	11	2167	4	0,281522	4,4	1,1	2322
ASGH019A04	0,2815240	29	0,000620	3,6	0,0146	1,46713	8	2167	4	0,281498	3,6	1,0	2376
ASGH019A05	0,2815160	29	0,000850	2,1	0,0210	1,46709	9	2167	4	0,281481	2,9	1,0	2414
ASGH019A06	0,2815070	33	0,000850	5,8	0,0175	1,46717	9	2167	4	0,281477	2,8	1,2	2422
ASGH019A07	0,2815310	28	0,001340	5,2	0,0325	1,46716	7	2167	4	0,281476	2,8	1,0	2426
ASGH019A08	0,2815430	28	0,001360	2,8	0,0344	1,46709	10	2167	4	0,281487	3,2	1,0	2399
ASGH019A10	0,2815210	37	0,001510	8,6	0,0354	1,46708	9	2167	4	0,281458	2,1	1,3	2465
ASGH019A11	0,2815370	36	0,001070	1,2	0,0251	1,46715	13	2167	4	0,281493	3,4	1,3	2388
Biotita-hornblenda granito (Cinturão Kibi)													
ASGH028B01	0,2814150	40	0,001050	3,9	0,0274	1,46720	7	2189	6	0,281371	-0,4	1,4	2643
ASGH028B02	0,2813850	25	0,000710	2,9	0,0184	1,46710	6	2189	6	0,281355	-1,0	0,9	2679
ASGH028B03	0,2814150	29	0,000760	1,5	0,0200	1,46710	4	2189	6	0,281383	0,0	1,0	2617
ASGH028B04	0,2814270	27	0,000650	1,8	0,0167	1,46712	6	2189	6	0,281399	0,6	1,0	2581
ASGH028B05	0,2814280	34	0,000780	0,8	0,0202	1,46715	6	2189	6	0,281395	0,4	1,2	2590
ASGH028B06	0,2814080	26	0,000980	3,2	0,0266	1,46715	6	2189	6	0,281367	-0,6	0,9	2652
ASGH028B07	0,2813910	28	0,000930	4,9	0,0254	1,46709	6	2189	6	0,281353	-1,1	1,0	2685

Dados de Petersson *et al.* (2016 & 2018) para rochas do Cráton Oeste-Africano

Amostra	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\text{SE} \times 10^{-6}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$2\text{SE} \times 10^{-5}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\text{SE} \times 10^{-5}$	Idade (Ma)	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	$\epsilon\text{Hf}^{(t)}$	$\pm 2\sigma$	Hf_{DM} (Ma)
ASGH028B08	0,2814370	29	0,000880	4,3	0,0233	1,46716	6	2189	6	0,281401	0,6	1,0	2578
ASGH028B09	0,2813960	30	0,000760	3,0	0,0207	1,46708	6	2189	6	0,281364	-0,7	1,1	2659
ASGH028B10	0,2814050	21	0,001050	2,9	0,0276	1,46715	6	2189	6	0,281362	-0,8	0,7	2665
ASGH028B11	0,2814300	28	0,000900	2,3	0,0236	1,46721	4	2189	6	0,281393	0,3	1,0	2595
Dois micas granodiorito (Tinga)													
ASGH046A01	0,2814730	40	0,000820	6,5	0,0243	1,46714	8	2119	30	0,281440	0,4	1,4	2537
ASGH046A03	0,2815030	22	0,000750	3,1	0,0183	1,46709	4	2165	9	0,281472	2,6	0,8	2434
ASGH046A04	0,2815030	24	0,000710	2,2	0,0177	1,46716	5	2166	16	0,281474	2,7	0,9	2430
ASGH046A06	0,2815400	23	0,001230	3,2	0,0369	1,46720	5	2119	7	0,281491	2,2	0,8	2422
ASGH046A07	0,2814620	23	0,001660	11,9	0,0464	1,46710	4	2148	6	0,281394	-0,6	0,8	2619
ASGH046A08	0,2814740	27	0,000750	3,9	0,0213	1,46707	4	2132	7	0,281443	0,8	0,9	2520
ASGH046A09	0,2815360	26	0,001450	4,1	0,0363	1,46716	5	2162	7	0,281476	2,7	0,9	2427



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

**TERMO DE AUTORIZAÇÃO E DECLARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO NÃO EXCLUSIVA PARA
PUBLICAÇÃO DIGITAL NO PORTAL INSTITUCIONAL DE ACESSO ABERTO DA UFPA**

1. Tipo de documento: () TCC³ () TCCE⁴ (x) Dissertação () Tese () Artigo
Científico () Livro () Capítulo de Livro () Trabalho Apresentado em evento

2. Informações sobre a obra:

Autor: Fernando Botisto Ferreira

RG: 5260026 CPF: 00275753220 E-mail: fernandobst.ferreira@gmail.com

Telefone: (91) 988431205 Curso/Programa: de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Dr. Cenedo Augusto Veloso Moura Coorientador: _____

Título do documento:

Geologia isotópica U-Pb e Lu-Hf no suite Intrusivo Tromba e trechos da Formação

Itaipé de Arica: Aplicações em províncias sedimentar e implicações para evolução do Cráton São Luís

Data da defesa: 27/10/23 Área do Conhecimento: Geologia (Geocronologia e Geoquímica Isotópica)

Agência de Fomento (se houver): CNPq

3. Informação de disponibilização do documento:

Restrição para publicação: () Total () Parcial (x) Sem restrição

Justificativa de restrição total*: _____

Em caso de restrição parcial, especifique os capítulos restritos: _____

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: / 01 / 24

4. Permissões⁵

Permite o uso comercial da obra? () Sim (x) Não / Permitir modificações na obra? () Sim (x) Não

O documento está sujeito a patentes? () Sim (x) Não

5. T&D defendidas fora da instituição

É Tese ou Dissertação defendida fora da UFPA? () Sim (x) Não

Belém, 30 de novembro de 2023

Local e Data

Fernando Botisto Ferreira

Assinatura do autor

³ Trabalho de Conclusão de Curso

⁴ Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

⁵ Creative Commons Internacional 4.0



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

DECLARAÇÃO DE AUTORIA

Autor: Fernando Botisto Feneiro

CPF: 00275753220 Matrícula: 000201901770013

Telefone (91) 988431205 e-mail: fernandobst.feneiro@gmail.com

Curso/Programa: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Dr. Cíndido Augusto Veloso Moura

Coorientador: _____

Data da Defesa: 27/10/23

Título/Subtítulo: Geologia Isotópica U-Pb e Lu-Hf no Suíte Intrusiva Tromba e nos

arenitos da Formação Igripé de Arica: Aplicação em província sedimentar e implicações para evolução do Cratão São Luís

Tipo do documento: () TCC¹ () TCCE² (x) Dissertação () Tese () Artigo Científico

() Livro () Capítulo de livro () Outro: _____

Declaro que, para os devidos fins, o presente trabalho é de minha autoria e que estou ciente:

- Dos Artigos 297 a 299 do Código Penal, Decreto-Lei n. 2.848 de 7 de dezembro de 1940;
- Da Lei n. 9.610, de 19 de fevereiro de 1998, que dispõe sobre os Direitos Autorais;
- Do Regimento Interno da Universidade Federal do Pará;
- Da lei 12.527 de novembro de 2011, que trata da Lei de Acesso à Informação;
- Da utilização da licença pública internacional *Creative Commons 4.0*;
- Que plágio consiste na reprodução de obra alheia e submissão da mesma como trabalho próprio ou na inclusão, em trabalho próprio, de ideias, textos, tabelas ou ilustrações transcritos de obras de terceiros sem a devida e correta citação referencial.

Fernando Botisto Feneiro

Autor

Belém, 30 de novembro de 2023

Local e Data

¹ Trabalho de Conclusão de Curso

² Trabalho de Conclusão de Especialização